

**ГЕОЛОГИЯ
СЛЮДОНОСНЫХ РАЙОНОВ И
СЛЮДЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИИ
КАРЕЛО-КОЛЬСКОГО РЕГИОНА
И ИХ РАЗВЕДКА**

ИЗДАТЕЛЬСТВО „КАРЕЛИЯ“ ПЕТРОЗАВОДСК 1975

ГЕОЛОГИЯ
СЛЮДОНОСНЫХ РАЙОНОВ
И СЛЮДЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
КАРЕЛО-КОЛЬСКОГО РЕГИОНА
И ИХ РАЗВЕДКА

Редакционная коллегия:

В. А. Соколов (председатель), **Б. Я. Алексеев**, **Г. С. Бискэ**,
А. И. Богачев, **М. А. Елисеев** (секретарь), **А. С. Пекки**,
В. И. Робонен

Научный редактор кандидат геол.-минерал. наук
Б. Я. Алексеев

Сборник «Геология слюдоносных районов и слюдяных месторождений Карело-Кольского региона и их разведка» содержит 16 статей по геологии, петрографии и петрохимии Чупинского слюдоносного района и некоторых слюдяных месторождений Карелии и юго-запада Кольского полуострова, по минералогии и геохимии пегматитов и мусковита отдельных месторождений, по методике разведки их. Сборник рассчитан на широкий круг геологов, занимающихся поисками, разведкой и тематическими работами по слюде мусковиту.



ВВЕДЕНИЕ

В последние годы геологические исследования в слюдоносных районах и на мусковитовых месторождениях Карело-Кольского региона проводились и продолжают проводиться в нескольких направлениях:

1) изучение геологических особенностей, закономерностей пространственного распространения слюдоносных пегматитов и предварительная оценка перспектив слюдоносности новых районов, в которых еще не ведутся поиски и разведка слюды геолого-производственными организациями. Главная задача тематических работ, выполняемых научно-исследовательскими учреждениями в таких районах, заключается в выявлении и оценке роли благоприятных геологических факторов, контролирующих слюдоносность и распространение пегматитов, и рекомендации перспективных площадей для постановки геологосъемочных и поисково-разведочных работ;

2) изучение и уточнение локальных закономерностей пространственного распределения слюдоносных пегматитов на известных и имеющих важное народнохозяйственное значение месторождениях мусковита с целью повышения эффективности разведки таких месторождений, требующей больших объемов буровых и подземных горных работ;

3) детальное геологическое и петрографо-петрохимическое изучение разреза пород беломорского комплекса в Чупинском горнопромышленном районе для получения объективного и равно представительного материала, необходимого при решении дискуссионных вопросов о стратиграфии и структуре района, имеющих первостепенное значение в оценке перспектив глубоких горизонтов главнейших месторождений мусковита Карелии, приповерхностные горизонты которых полностью отработаны. Решение этой сложной задачи предполагается на основе выявления комплекса петрографических, петрохимических и геохимических критериев для определения понятия «свита» применительно к геологическим особенностям района, для проведения границ между свитами, для литолого-стратиграфического расчленения последних на подсвиты и горизонты, а также восстановления характера первичных пород;

4) изучение особенностей внутреннего строения пегматитов, химизма составляющих их минералов, выяснения некоторых вопросов генетического характера, уточнения структурно-минералогических типов промышленно-слюдоносных жил и ориентации в направлении разведочных и эксплуатационных работ на них;

5) изучение некоторых особенностей пегматитовых жил, недостаточно учитывающихся при проведении их разведки по существующей методике, а также изучение возможностей использования новых методов для поисков пегматитовых зон и отдельных жильных тел;

6) изучение особенностей мусковита как минерала и как полезного ископаемого (состава его, минеральных включений, структуры) с конечной целью повышения коэффициента его использования промышленностью, все еще продолжающего оставаться чрезвычайно низким.

Комплекс перечисленных исследований входит составной частью в план научно-исследовательских работ 1971—1975 гг. и сейчас еще не является завершенным в полном объеме. Однако по ряду вопросов и затрагиваемых исследованиями проблем получен новый фактический материал, знакомство с которым представляет интерес для широкого круга геологов-слюдяников и позволяет делать высказываемые авторами выводы, обсуждение которых будет, безусловно, полезным.

Соответственно указанным выше направлениям проводящихся исследований по геологии слюдяных месторождений и слюдоносных районов Карело-Кольского региона в сборнике произведена группировка статей.

К первой группе относятся статьи по геологии некоторых месторождений Кольского полуострова, района оз. Нюк в западной Карелии и месторождения Малиновая Варакка (северная Карелия).

Вторая группа статей посвящена результатам геологического, петрографо-петрохимического и геохимического изучения в Чупинском районе пород западной и котозерской свит (номенклатура свит дается в сборнике согласно схеме, предложенной Е. П. Чуйкиной) и содержит фактический материал, могущий впоследствии сопоставляться с данными, относящимися к другим свитам беломорид, по мере получения этих данных. Следует отметить, что материалы столь детального литологического изучения низов разреза беломорского комплекса публикуются впервые и представляют большой интерес, хотя выводы авторов, стоящих на позициях изохимического метаморфизма, не всегда бесспорны.

Значительный интерес представляют данные гидрохимических наблюдений на месторождениях слюды Кольского полуострова, морфометрические особенности пегматитовых жил северной Карелии и возможности поисков пегматитов в межскважинном пространстве методом вызванной поляризации. Использование этих материалов при проведении поисковых и разведочных работ будет способствовать повышению геологической и экономической эффективности последних.

Результаты изучения химических особенностей порообразующих минералов пегматитовых жил и законов двойникования плагиоклазов в процессе формирования пегматитов, публикуемые в двух статьях сборника, дают возможность их авторам сделать оригинальные теоретические выводы, полезные для развития представлений о генезисе пегматитов.

Наконец, последняя группа статей посвящена результатам изучения особенностей химизма мусковита из пегматитов западной Карелии, что позволит сопоставить его и найти черты сходства и различия с мусковитами других районов, а также результатам изучения включений хлорита в мусковите и структуры мусковита как минерала.

Новизна и разнообразие материала, касающегося многих вопросов и проблем слюдяной геологии, позволяют надеяться, что сборник принесет определенную пользу в дальнейшем изучении геологии слюдяных месторождений и расширении сырьевой базы слюдяной промышленности.

Цель сборника — познакомить читателя с новыми геологическими материалами исследований, проводившихся в последние годы в Карелии и на некоторых месторождениях Кольского полуострова, а также с некоторыми выводами из результатов этих исследований, нуждающимися, по мнению составителей, в широком обсуждении. Дискуссионность части выводов авторов тем более делает это полезным и необходимым.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МУСКОВИТОВЫХ ПЕГМАТИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОГО БЕЛОМОРЬЯ В СВЯЗИ С НАЛОЖЕННЫМИ СТРУКТУРАМИ

В отечественной литературе [2, 7, 9] роль структурного (тектонического) фактора контроля размещения мусковитовых пегматитов оценивается по-разному: одни исследователи полагают, что решающее значение имеют тектонические разрывы, наложенные на смятые в складки метаморфические толщи, другие рассматривают этот процесс в пространственной и генетической связи со складчатыми структурами. Материалы наблюдений показывают, что пегматитовые полости могут образоваться в связи с теми и другими явлениями. В конкретном пегматитовом поле оценка роли складчатых деформаций или дизъюнктивных дислокаций послескладчатого периода зависит от особенностей его структуры. Мусковитовые пегматиты центральной части западного Беломорья, как показано ниже, генетически связаны с наложенными структурами поздней фазы складчатости.

Изучение тектонических условий формирования мусковитовых пегматитов проводилось на участках, расположенных к югу от линии Вехозеро — оз. Постельное, и на участках в зоне сочленения беломорид и карелид (рис. 1), где известны мусковитовые месторождения, такие как хутор Половина и другие. Одновременно лабораторией метаморфической петрологии Института геологии (Петрозаводск) под руководством М. М. Стенаря комплексно изучалась геология территории, сложенной глубокометаморфизованными породами беломорской серии и образованиями лопия в зоне сочленения, что позволило рассматривать проявление тектонических фаз складчатости во взаимосвязи с процессами метаморфизма, ультраметаморфизма, магматизма и другими и определить пространственно-временное место пегматитового процесса.

Исследованиями установлено [11, 12], что структура беломорид сформирована в результате двух эпох складчатости — архейской и протерозойской. В ранний период архейской складчатости образовались региональные структуры северо-западного простираания (на рис. 1 показаны оси синклиналий и антиклиналий), в последующий период — складки субширотного простираания (складки второго периода — рис. 1). Протерозойская система складчатости является сквозной для системы беломорид и карелид. Структуры, показанные на рис. 1, усложнились за счет наложения субмеридиональных и северо-восточных складок этой системы. Северо-восточные наложенные складки развиты преимущественно в восточной части района, а субмеридиональные складки (или зоны расслаивания указанного направления) тяготеют к зоне сочленения карелид и беломорид. Результаты специальных структурных исследований подтверждают, что ранние структуры беломорид претерпели перестройку за счет неоднократного изменения пла-

на деформаций в различные периоды [5, 13, 14 и др.]. Такое обстоятельство находится в согласии с современными представлениями тектонистов, которые заключают, что «складчатость в подвижном поясе может возобновляться многократно, несмотря на сильнейшее смятие в складки» [1, стр. 323].



Рис. 1. Схема тектонического строения беломорид западного Беломорья (составил М. М. Стенарь, 1972).

1 — протерозойский (карельский) комплекс пород, 2 — нерасчлененные архейский и протерозойский комплексы пород, 3 — архейский (беломорский) комплекс пород (а — чупинская свита, б — хетоламбинская свита, в — керетская свита), 4 — оси синклиналиев беломорид, 5 — оси антиклиналий беломорид, 6 — следы осевых плоскостей антиклинальных складок второго периода складчатости и направления погружения осей, 7 — следы осевых плоскостей синклинальных складок второго периода складчатости и направления погружения осей, 8 — разрывные нарушения, 9 — пегматитовые поля (1 — Постельное озеро, 2 — Полубояры, 3 — Пиртозеро, 4 — Пойкежлампи, 5 — хутор Половина, 6 — Слюдяной Бор, 7 — Юлозеро, 8 — оз. Рюжи, 9 — Солодушные Луды).

Процесс пегматитообразования, как и складкообразования, был неоднородным. В районе исследований встречаются пегматиты, образованные в момент проявления ранних фаз складчатости. На основании ряда критериев (взаимные пересечения, отношение к основным и кислым магматическим породам, грануляция и т.п.) пегматиты ранних

фаз разновозрастны и составляют общую группу древних пегматитов — первую возрастную группу по Рыцку [9]. Такие пегматиты отмечаются к юго-западу от Юлозера, на островах Солодушные Луды на Белом море, оз. Рюжи и в других местах (рис. 1). Они смяты более поздними складками, брекчированы, рассланцованы. Иногда древние пегматиты при благоприятных условиях становятся мусковит-содержащими (мусковит, как правило, деформирован, пятнистый). О тесной связи древних пегматитов с ранними складчатыми структурами говорить трудно. Это вызвано тем, что всякого рода древняя трещиноватость, в том числе и сингенетичная с ранними складчатыми структурами, плохо расшифровывается [15]. Как правило, древние пегматиты пространственно тяготеют к сводовым частям ранних структур, что и определяет их территориальное распространение.

Методом структурного анализа, примененным при изучении нескольких полей мусковитовых пегматитов (вторая возрастная группа по Рыцку), устанавливается, что формирование пегматитовмещающих полостей связано во времени и пространстве с поздней наложенной складчатостью общего субмеридионального и северо-восточного направлений. Система субмеридиональных и северо-восточных складок с определенной закономерной ориентировкой их осевых плоскостей и шарниров составляет позднюю складчатость. Характерными для складчатых структур субмеридионального и северо-восточного простираний являются открытые складки подобного типа (такие складки с их характерными элементами фиксируются на Полубоярском участке, месторождениях Слюдяной Бор, хутор Половина, Пойкежлампи, оз. Постельное и др. — рис. 1). Структуры такого направления рассматриваются многими исследователями как осложняющие крупные северо-западные структуры [4].

В качестве примера, подтверждающего вышесказанное, приводим краткий анализ структур некоторых пегматитовых полей. Структура Полубоярского пегматитового поля образована в течение нескольких процессов складкообразования. Геолого-структурные исследования Полубоярского поля показывают, что в тектонической истории наиболее четко проявлен период субширотной складчатости, наложенной на ранние структуры северо-западного направления. В позднюю стадию становления складок с субширотной ориентировкой осевых плоскостей образовались интрузии группы лерцолитов — габбро-норитов. Интрузивный комплекс участвует в субмеридиональной складчатости, что доказывается наличием зон рассланцевания субмеридионального направления и линейности по амфиболу (юго-восток — 170° , северо-запад — 350°), а также субпараллельным расположением в плане серии тел по отношению к деформированной проекции осевой поверхности субширотного направления. С субмеридиональной фазой связана мигматизация позднего этапа (оз. Касачье — оз. Сенное — оз. Тулинцы) и образование жильных или штокообразной формы тел палингенных плагиомиоклиновых гранитов, синхронных с образованием мусковитовых пегматитов, вероятно, связанных с ними. В период субмеридиональной складчатости происходит новообразование минеральной линейности (рис. 2-а) по кварцу, мусковиту, кварц-полевошпатовым агрегатам, (линейность — СЗ — 354° , пад. 24° и ЮВ — 171° , пад. 27°). Минеральные линейные ориентировки, образованные в период субширотной фазы складчатости, дают на диаграмме разброс. На диаграмме (рис. 2-г) пересечение среднестатистических плоскостей полосчатости, построенных по использованию максимумов полюсов полосчатости, дает теоретически возможную линейность, что подтверждается выше-

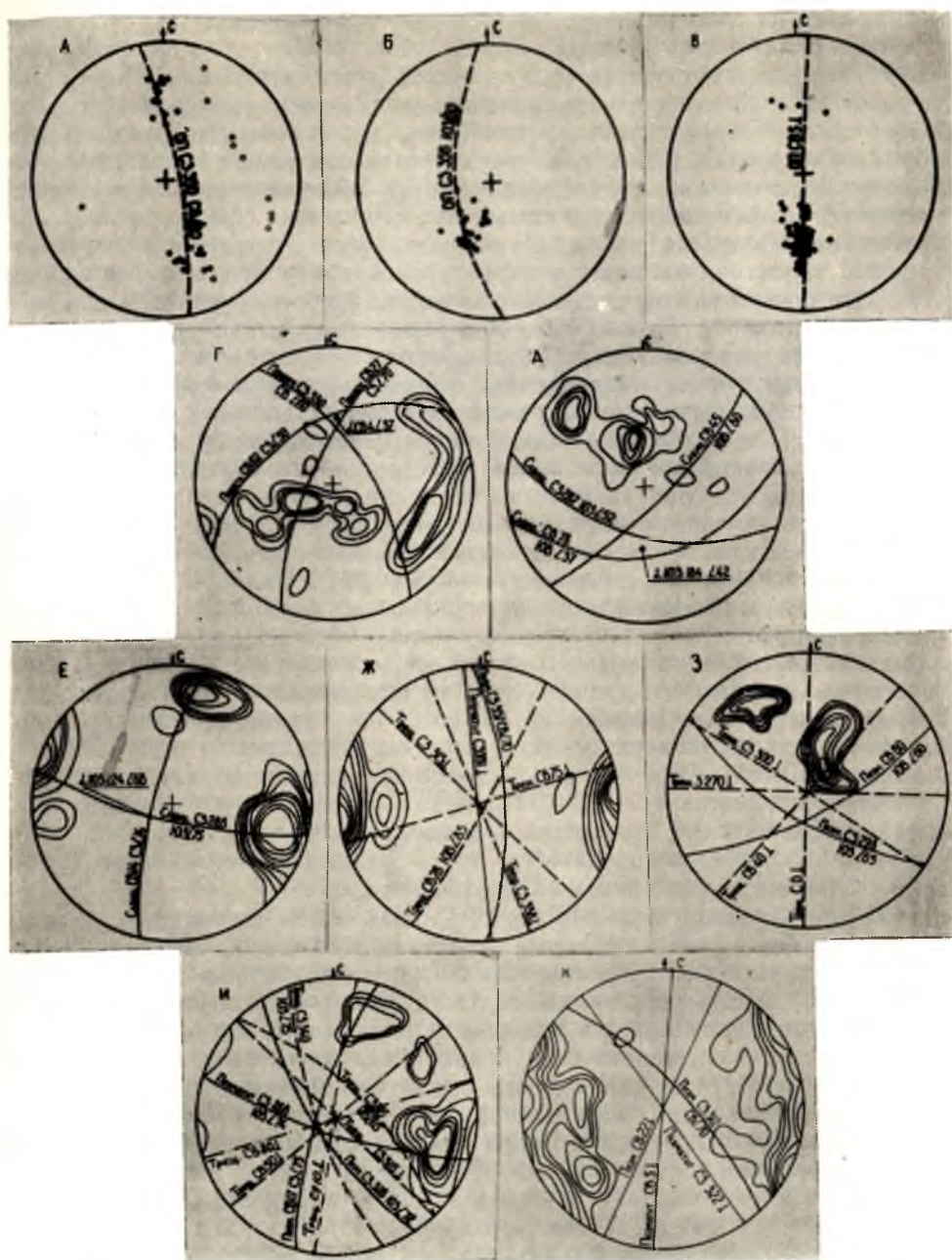


Рис. 2. Диаграммы (нижняя полусфера) линейностей и простираний среднестатистических осевых плоскостей

(а — Полубояры, б — Половина, в — Слюдяной Бор), пересечений среднестатистических плоскостей, построенных по максимумам полюсов полосчатости (сланцеватости), (г — Полубояры, 58 замеров; изолинии 1—1%, 2—3, 3—5, 4—7%; д — Половина, 84 замера; изолинии 1—1%, 2—3, 3—5, 4—7, 5—9, 6—11, 7—13, 8—15%; е — Слюдяной Бор, 77 замеров; изолинии 1—1%, 2—3, 3—5, 4—7, 5—9, 6—11, 7—13, 8—15%), ориентировки контактов пегматитовых тел, построенных по максимумам их полюсов, и среднестатистических плоскостей трещиноватости (ж — Полубояры, 46 замеров; изолинии 1—1%, 2—3, 3—5, 4—7, 5—9, 6—11, 7—13, 8—15%; з — Половина, 40 замеров; изолинии 1—1%, 2—3, 3—5, 4—7, 5—9, 6—11, 7—13%; и — Слюдяной Бор, 53 замера; изолинии 1—1%, 2—3, 3—5, 4—7, 5—9, 6—11%; к — сводная диаграмма ориентировки секущих пегматитовых тел, построенная по максимумам полюсов плоскостей контактов, 100 замеров; изолинии 1—1%, 2—2, 3—3, 4—4, 5—5, 6—6%).

рассмотренной диаграммой (рис. 2-а), — СВ—4°, пад. 37° (среднее значение в треугольнике погрешности).

Изучение структурных особенностей пегматитовых полей зоны сочленения беломорид и карелид показывает, что и в этой зоне проявлены поздние деформации по аналогии с районом распространения пород беломорской серии, т. е. структурный контроль рассматривается в связи с поздними складкообразующими деформациями. Структура, например, Слюдяноборского пегматитового поля сформирована, по крайней мере, в два этапа. На первом этапе вмещающие пегматит породы, вероятно, наследуют структурный план поздних архейских структур тектонической системы беломорид (принцип унаследованности в тектонике по Пейве, [6]). Унаследованная структура совместно с типичными образованиями беломорской серии претерпела деформации северо-восточного направления, сопряженные с фазой складчатости субмеридионального простирания. В результате наших структурных исследований выявлены мелкие складки с их характерными элементами, доказывающими проявление деформаций такого типа. На диаграмме (рис. 2-б) показаны линейности по кварцу, полевому шпату, амфиболу данного этапа складчатости — ЮЗ—212°, пад. 45°. Пересечение среднестатистических плоскостей сланцеватости дает также теоретически возможную линейность — ЮЗ—224°, пад. 68° (рис. 2-в). Структура Хуторполовинского пегматитового поля, как и структура Слюдяноборского поля, на первом этапе унаследовала структурный план поздней складчатости архейской эпохи тектогенеза. Деформации, связанные с фазой складчатости субмеридионального направления являются поздними. Наличие этой фазы складчатости доказывается изгибами ранних поверхностей в открытые складки с погружением шарниров на юг. Параллельно шарнирам складок образуется минеральная линейность — ЮВ—177°, пад. 45° (рис. 2-г). Пересечение среднестатистических плоскостей сланцеватости по использованию максимумов полюсов сланцеватости дает среднее значение линейности в треугольнике погрешности — ЮЗ—184°, пад. 42°.

Краткий разбор структур пегматитовых полей приводит к заключению, что повсеместно поздними деформациями являются деформации фазы складчатости субмеридионального направления (СЗ—350°—СВ—30°). При изучении трещиноватости приходим к заключению, что часть трещин, являющихся в процессе формирования мусковитовых пегматитов полостями, генетически и пространственно связана со складчатостью фазы субмеридиональных деформаций. Согласно литературным данным механизм образования многих трещин связан со складкообразованием [10 и др.]. По этим представлениям основные системы трещин растяжения, являющиеся в потенциальном отношении полостями для пегматитов, могут развиваться либо параллельно сжимающему напряжению, либо в перпендикулярном направлении. На Полубоярском пегматитовом поле эта зависимость достаточно четкая. На диаграмме (рис. 2-д) показаны среднестатистические направления простираний пегматитовых жил, построенных по максимумам полюсов плоскостей контакта жил, СЗ—357°, пад. СВ угол 70°; СЗ—351°, пад. вертикальное. Эти системы трещин-полостей субпараллельны проекции среднестатистической осевой плоскости (рис. 2-а) — СЗ—350°, пад. СВ угол 80° (фаза складчатости субмеридионального направления). Минеральные линейности поздней фазы складчатости (рис. 2-а) также субпараллельны контактовым плоскостям пегматита и вмещающей толщи. Известные пегматитовые тела Полубоярского поля приурочены к разрывам, возникшим в результате изгибов, представляющих собой открытые складки с осевыми плоскостями субмеридионального простирания.

Синхронно, в генетической зависимости с проявлениями деформаций субмеридиональной ориентировки образовались трещины разрыва, главным образом, на изгибах антиформного типа, ставшие полостями для заполнения их пегматитовым расплавом. Другой тип трещиноватости связан с приразломной зоной направления СЗ—315°, пад. вертикальное; основные системы трещин — СЗ—315°, пад. вертикальное, СВ—75°, пад. вертикальное, СЗ—338°, пад. вертикальное, СВ—28°, пад. ЮВ угол 85° (рис. 2-ж). Такие региональные зоны разломов наложены на поздние складчатые структуры. Трещины, связанные с разрывными нарушениями подобного рода, часто проявляются в пегматитах. Образование пегматитовмещающих полостей по системам приразломных трещин не происходит (рис. 2-ж).

Статистический анализ направлений простираания пегматитовмещающих полостей Слюдяноборского поля доказывает, что ориентировка контактов с вмещающими породами для мусковитовых пегматитов соответствует следующим направлениям — СЗ—288°, пад. ЮЗ угол 74°, СВ—17°, пад. СЗ угол 75°; менее развито простираание пегматитовых тел в направлении СЗ—328°, пад. ЮЗ угол 72° (рис. 2-и), что приближенно согласуется со среднестатистическими простирааниями сланцеватости — СЗ—283°, пад. ЮЗ угол 75°; СВ—14°, пад. СЗ угол 74°. На месторождении Слюдяной Бор деформации, относимые по времени проявления к субмеридиональной фазе складчатости (северо-восточные деформации сопряжены с этой фазой складчатости), вызвали возникновение полостей путем отслоения при изгибе без скольжения. Мусковитовые пегматиты этого месторождения приурочены к антиформному перегибу и размещены в призмковых частях наложенных структур в закономерной связи со складчатыми структурами данного направления, т. е. полости жил пространственно и генетически согласованы со сланцеватостью вмещающих пород. Послескладчатые дизъюнктивные нарушения главным образом выражены системами трещиноватости — СВ—50°, пад. вертикальное; СВ—10°, пад. вертикальное; СЗ—315°, пад. СВ угол 65°; СЗ—315°, пад. вертикальное; СЗ—340°, пад. ЮЗ угол 75°. Разломы — послескладчатые (основное направление северо-западное), пегматиты затронуты ими.

Пегматиты Хуторполовинского поля имеют следующие средние простираания контактов: СЗ—298°, пад. ЮЗ угол 65°; СВ—60°, пад. ЮВ угол 60° (рис. 2-з), что находится в приближенном соответствии со среднестатистическими простирааниями плоскостей сланцеватости — СЗ—287°, пад. ЮЗ угол 52°; СВ—45°, пад. ЮЗ угол 80°; СВ—78°, пад. ЮВ угол 37°. На месторождении хутор Половина деформации, связанные со становлением складчатых структур субмеридионального направления, явились причиной возникновения полостей путем отслоения при изгибе без скольжения. Приразломные системы трещин послескладчатые — СВ—40°, пад. вертикальное; З—270°, пад. вертикальное; СЗ—300°, пад. вертикальное; С—0°, пад. вертикальное (рис. 2-з). Пространственное положение существующих плоскостей сланцеватости вмещающих пород на месторождениях, расположенных в зоне сочленения карелид и беломорид, используется в момент раскрытия возникающих при изгибах полостей и выполнения последних пегматитовым материалом.

Для более общего анализа определенный интерес представляет структура Постельноозерского пегматитового поля. Н. В. Горлов [3], разбирая механизм образования трещин растяжения на этом пегматитовом поле, указывает, что пегматитовмещающие полости занимают перпендикулярное положение относительно шарнира антиклинали, а растяжение приурочено к оvoidным перегибам антиклинальной

складки. Такие данные, по нашему мнению, нуждаются лишь в одной поправке в свете рассмотрения нескольких структур пегматитовых полей, а именно: Постельноозерская структура имеет северо-восточное направление (связана с субмеридиональной фазой складчатости). Трещины для пегматитовмещающих полостей, действительно, перпендикулярны шарниру наложенной структуры северо-восточного простирания (поперечно-секущие жилы по Родионову или поперечно-осевые по Шуркину).

Такое размещение пегматитовых полостей очень распространено на данной территории, где залегают более хрупкие породы (биотитовые гнейсы, полосчатые амфиболиты и т. д.) и развиты поздние складки с северо-восточными (юго-западными) шарнирами погружения. Основное направление простирания пегматитов северо-западное. Реже жилы будут иметь простирание северо-восточное (пегматитовмещающие полости субпараллельны осевым плоскостям). В центральной части Чупино-Лоухского синклинория поздние складки имеют направление субмеридиональное. В этом случае ориентировки пегматитовмещающих полостей, в основном, субмеридиональные (толща, главным образом, глиноземистого состава). Очень редко проявляются простирания пегматитов субширотного направления. Секущие пегматитовые жилы нанесены на диаграмму (рис. 2-к) — среднестатистические залегания контактов пегматитов — СВ— 5° , пад. вертикальное; СВ— 22° , пад. вертикальное; СЗ— 312° , пад. СВ угол 70° ; СЗ— 322° , пад. вертикальное. На определенных участках пегматитовмещающие полости образуются, главным образом, по одной системе благоприятных трещин, связанных со складчатостью.

Приуроченность мусковитовых пегматитов к складчатым структурам субмеридионального направления отмечается и к северу от района исследований. Так, например, Н. В. Горлов [4] отмечал сосуществование взаимно перпендикулярных направлений складчатостей в Чупино-Пулонгском районе — широтного и субмеридионального, и пришел к выводу, что пегматитоносная трещиноватость находится в генетической зависимости от складок этих направлений и развита, в первую очередь, в местах сопряжения их. Другими исследователями субмеридиональные складки рассматриваются как осложняющие крупные складки широтного направления, а не как наложенные и образованные с перерывом во времени в процессе эволюционного развития тектонических структур.

Мусковитовые пегматиты в морфологическом отношении разнообразны. На участке месторождения Полубояры и подобного типа участках вмещающая пегматитовые тела толща представлена, в основном, «ржавыми» гранат-биотитовыми, гранат-мусковит-биотитовыми и кианит-гранат-биотитовыми гнейсами или серыми биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами с прослоями гранатовых и безгранатовых амфиболитов. Морфологический класс представлен, преимущественно, продольно-секущими (по Родионову) или продольно-осевыми (по Шуркину), полости для которых возникли в результате разрыва при наложенных деформациях изгиба со скольжением (рис. 3). Подгибы у контактов со стороны вмещающих пород, в первую очередь, объясняются физико-механическими свойствами вмещающих пород. Размеры пегматитовых жил по простиранию могут достигать более 100 м, мощность — до 20—30 м и более; по падению, как правило, жилы не прослежены, но по данным Е. П. Чуйкиной превосходят размеры по простиранию в 2—3 раза и более. Размеры и форма пегматитовых жил находятся в зависимости, главным образом, от неоднородности состава вмещаю-

щей среды и размера поздних складок субмеридиональной фазы формирования.

Морфология пегматитовых образований на месторождениях Слюдяной Бор, хутор Половина, Пойкежлампи отличается от вышеописанных. Вмещающая толща состоит из ставролит-гранат-биотитовых, гранат-биотитовых, кианит-ставролит-гранат-биотитовых гнейсов и сланцев, мусковитсодержащих сланцев, амфиболовых сланцев, гранито-гнейсов. Для большинства пегматитовых тел на этих месторождениях полости возникли за счет отслоения при деформации изгиба без скольжения (рис. 4). Основной тип пегматитовой трещиноватости представлен синскладчатой трещиноватостью отслоения. За счет дополнительной трещиноватости происходит усложнение формы пегматитового

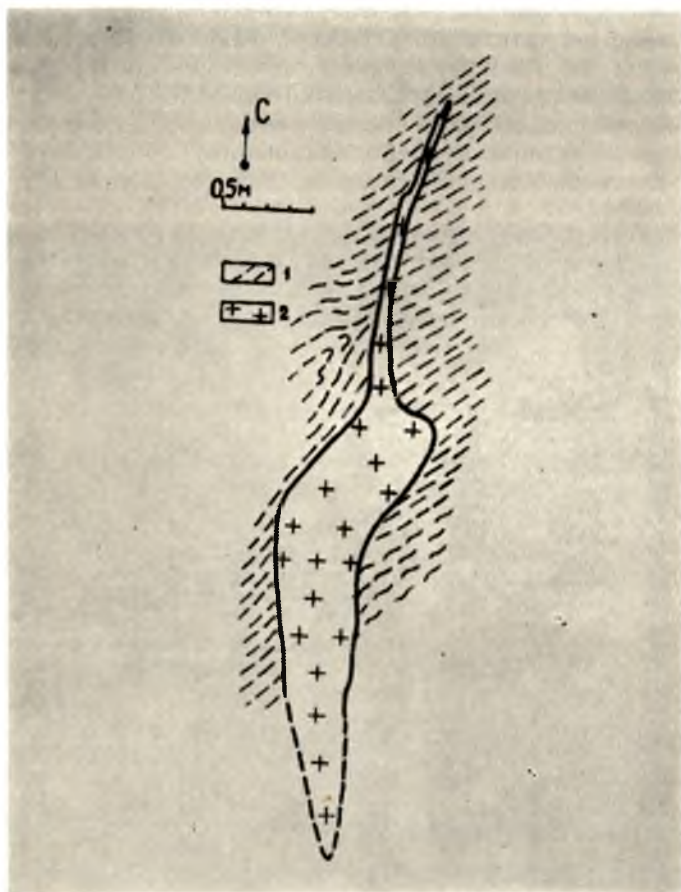


Рис. 3. Форма пегматитовой жилы № 1
Полубоярского месторождения.

1 — гранат-мусковит-биотитовый гнейс, 2 — пегматит

тела, к примеру, появление кососекущих апофиз и т. д. Пегматитовые тела наиболее вытянуты по простиранию (до нескольких сот метров) и часто состоят из серии, соединенных между собою согласных жил.

Таким образом, при одинаковом структурном контроле для каждого пегматитового поля может быть характерен свой морфологический тип и при этом один, что не противоречит данным других исследователей: «пегматитовые тела в пегматитовых полях обычно одинаково ориентированы и относятся к одному морфологическому типу»

[8, стр. 64]. Основная причина этого заключена в том, что преобладание деформаций одного типа над другим вытекает из способности метаморфических пород по-разному реагировать на тектонические условия при формировании той или иной системы складок или комбинации ранних складчатых структур с поздними структурами.

В период, когда вмещающие породы (гнейсы, сланцы) утратили свойство пластичности и на деформации постскладчатого периода реагируют жестко, образуется сколовая трещиноватость или зоны комбинированной трещиноватости. Подобные трещины являются наложенными и относятся по времени образования к послескладчатому этапу. При таких обстоятельствах имеем случай заполнения полостей, связанных с наложенными (послескладчатыми) трещинами, пегматитообразующим материалом за счет затухающей пульсационной деятельности источника легматитового расплава. Такие пегматиты (третья возрастная группа по Рыцку) являются простыми безрудными телами. Они представлены в виде отдельных обособленных жил или серий маломощных жил, вытянутых по простиранию. Такие жилы (серии жил) образуют системы субмеридионального, субширотного, северо-восточного и северо-западного направлений (оз. Куниче).

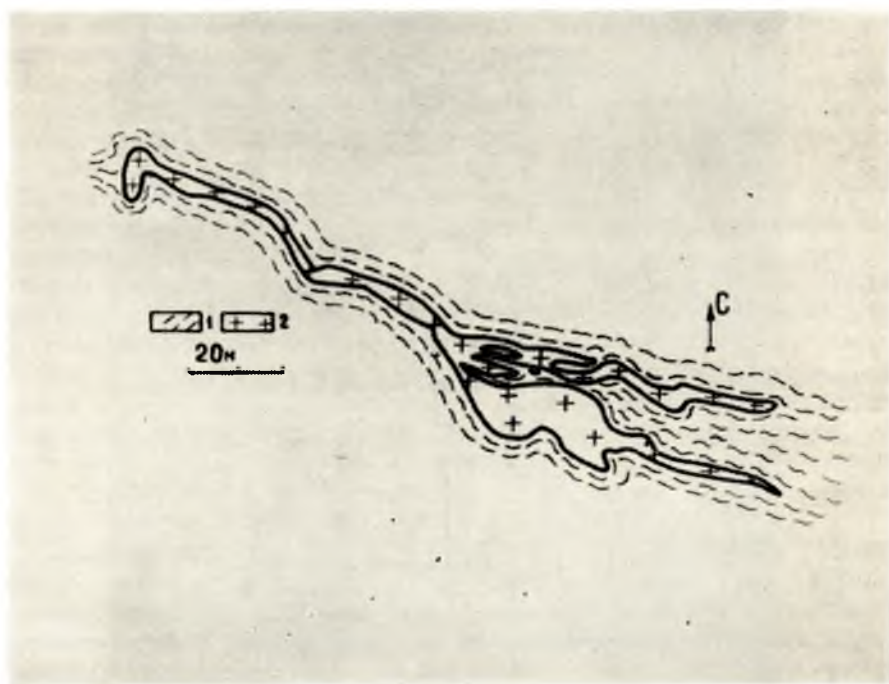


Рис. 4. Пластовая жила с разветвлениями Слюдяноборского месторождения (ж. № 1).

1 — гранат-биотитовый и биотитовый сланец с амфиболом, 2 — пегматит

На основании структурных наблюдений зона интенсивного проявления субмеридиональной складчатости (протерозойская фаза складчатости), представленная развитием открытых складок с субмеридиональными и сопряженными по фазе северо-восточными погружениями их шарниров и амплитудами этих складок размером до нескольких сот метров и более, а также зонами рассланцевания данного направления, рекомендуется как благоприятная для выявления участков с развиты-

ми мусковитовыми жилами. Правда, не во всех случаях благоприятная наложенная складчатость влечет за собой появление мусковитовых пегматитов в силу зависимости становления и формирования их от ряда и других причин. В связи с выявлением новых месторождений мусковита в зоне сочленения беломорид и карелид обращает на себя внимание благоприятная структурная обстановка в этой зоне.

Выводы

Структурный контроль мусковитовых пегматитов определяется, главным образом, деформациями складчатого характера. Во время проявления каждой фазы складчатости пегматиты могут потенциально формироваться и быть связаны генетической и пространственной зависимостью с той или иной фазой складчатости.

На территории центральной части западного Беломорья распространены пегматиты разного возраста. Древние пегматиты связаны в пространственно-временном отношении, по-видимому, со складчатостью досубмеридиональной фазы. Кульминационный период становления и формирования мусковитовых пегматитов проходит в момент проявления фазы складчатости субмеридионального и сопряженного северо-восточного направления (протерозойская система складчатости). Процесс становления мусковитовых пегматитов находится в пространственной и генетической связи с наложенными структурами позднего периода (третьего периода по Стенарю). Наиболее поздние пегматиты представлены постскладчатыми образованиями.

Литература

1. Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1966.
2. Боровиков П. П. Магматический и структурный контроль пегматитовых месторождений.— В сб.: Материалы по геологии месторождений неметаллических полезных ископаемых. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 57, 1961.
3. Горлов Н. В. Особенности раскрытия трещин растяжения (на примере жильных полостей пегматитов северо-западного Беломорья). Геотектоника, 1971, № 3.
4. Горлов Н. В. Структурная локализация кустов пегматитовых жил.— Тр. ЛАГЕД, вып. 14, 1962.
5. Дук В. Л. Складки зоны ультраметаморфизма (северная часть северо-западного Беломорья). Л., «Наука», 1967.
6. Пейве А. В. Принцип унаследованности в тектонике. Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 6.
7. Родионов Г. Г. Типы слюдоносных пегматитовых тел и их промышленная оценка.— Тр. ВИМСа, вып. 4 (нов. серия), 1959.
8. Родионов Г. Г., Роненсон Б. М. Оценка месторождений при поисках и разведках. Вып. Слюда. М., «Недра», 1972.
9. Рыцк Ю. Е. и др. Геологические факторы контроля слюдоносных пегматитов. Л., «Недра», 1972.
10. Ситтер Л. У. Структурная геология. М., ИЛ, 1960.
11. Стенарь М. М., Степанов В. С., Володичев О. И., Сыстра Ю. И., Шипцов В. В. Беломориды западного Беломорья.— Тез. докл. геолог. межобластной конференции по проблеме «Геология и полезн. ископ. Карелии», Петрозаводск, 1971.
12. Стенарь М. М. Тектоническое развитие архейского комплекса Карелии (беломориды западного Беломорья). Геотектоника, 1972, № 5.
13. Сыстра Ю. И. О складчатых структурах района Пиземские озера — Каменные озера (западное Беломорье).— ДАН СССР, 1972. Т. 202, № 5.
14. Эз В. В. О роли изоклиналиной складчатости в структуре беломорид.— Геотектоника, 1967, № 3.
15. Эз В. В. Методы изучения структур метаморфических толщ.— В кн.: Геологическая съемка в областях развития метаморфических образований. Методические указания по геологической съемке масштаба 1:50000. Л., «Недра», 1972.

ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КОНТРОЛЯ ПЕГМАТИТОВЫХ ТЕЛ РИКОЛАТВИНСКОГО ТИПА НА КОЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ

Успехи изучения пегматитов горы Риколатва связываются с именами В. С. Смирновой, А. Е. Великанова, В. П. Зуевой, В. П. Атамановой, В. П. Проскурниной, Ф. В. Проскурнина, К. В. Захарова и других геологов, после работ которых выяснилась геологическая позиция поля между региональными разломами Кюме и Куроптинским [4].

Преобладающие породы — гнейсы риколатвинской свиты состоят из плагиоклаза № 25—30 (40—50%), кварца (30%), биотита (5—15%), граната (5—10%). Вне пределов пегматитового поля такие же гнейсы содержат кианит (до 10%). Второстепенные и акцессорные минералы продуктивных гнейсов: мусковит, микроклин, хлорит, силлиманит, пренит, эпидот, циркон, апатит, монацит, графит, турмалин, ортит. По материалам В. П. Атамановой гнейсы состоят (71 химический анализ) из: 63,7—65,5 вес. % SiO_2 ; 0,6—0,8% TiO_2 ; 15,25—15,72% Al_2O_3 ; 0,86—1,1% Fe_2O_3 ; 4,76—5,32% FeO ; 3,05—3,58% CaO ; 2,97—3,39% MgO ; 0,07—0,1% MnO ; 3,06—3,39% Na_2O ; 2,36—2,66% K_2O ; 0,13—0,24% H_2O . Сложный пликтивно-разломный рисунок структуры пегматитового поля подчеркивается согласными с гнейсами телами амфиболитов, дискордантными массивами габбро-норитов, а также распространением гранит-пегматитов, интрузивных на уровне разведки структуры. Состав гранит-пегматитов: плагиоклаз (15—25%), микроклин (0—35%), кварц (30—40%), мусковит (7—15%), биотит (3—5%), гранат (2—3%); акцессорные: циркон, апатит, ксенотим, рутил, рудные. Химический состав гранит-пегматитов горы Риколатва (Сучков и др., 1970): 74,36 вес. % SiO_2 ; 0,12% TiO_2 ; 14,8% Al_2O_3 ; 0,25% Fe_2O_3 ; 0,65% FeO ; 0,01% MnO ; 0,25% MgO ; 2,64% CaO ; 4,47% Na_2O ; 1,83% K_2O ; 0,19% P_2O_5 ; 0,6 вес. % H_2O (среднее из 6 анализов). Высокая слюдоносность гранит-пегматитов горы Риколатва, установленная В. П. Атамановой, позволяет учитывать эти породы в качестве потенциального источника мелкозернистого мусковита (чешуйки).

Согласно материалам В. П. Атамановой, пегматитоносна апикальная часть антиклинальной складки-купола; с куполами высоких порядков совпадают и пегматитоносные участки Западный, Северный и Южный (рис. 1А).

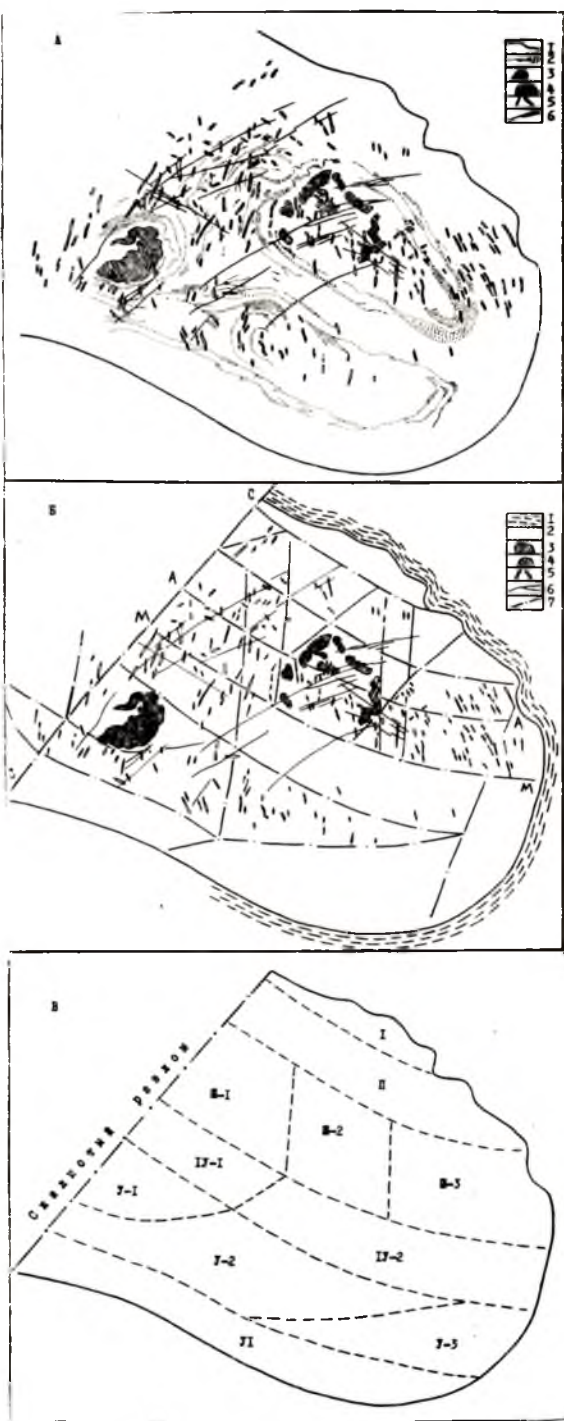
По данным В. П. Проскурниной [4], пегматитовые тела локализованы в приповерхностной зоне крутопадающей синклинальной структуры, осложненной серией разломов: Кюме (I порядок), Куроптинский (II порядок), Скалистый (III порядок), Мусковитовый, Аплитовый и подобные им разломы IV порядка. Дизъюнктивный вариант структуры показан на рис. 1Б. Пегматитовые тела локализованы в трещинах отрыва, понимаемых то как соскладчатые (В. С. Смирнова, В. П. Атаманова), то как наложенные (В. П. Проскурнина).

Детальная фотодокументация пегматитовых тел приводит нас к выводу о послескладчатом характере пегматитовмещающих полостей, понимаемых как трещины растяжения (аналогично схеме Н. В. Горлова, [3]). В допегматитовой истории поля наиболее важно проявление широтного Куроптинского разлома, с которым В. П. Проскурнина [4] связывает внедрение гранит-пегматитовых расплавов, служащих, по нашему мнению, протоосновой пегматитовых тел. Заметим, что мощное проявление субширотных сбросовнадвиговых дизъюнктивов характерно для всех промышленных пегматитовых полей Енско-Лоухского синклинория (гора Лейвова, Плотина и т. д.). Формирование пегматитовмещающих полостей понимается нами как следствие растяжения блоков пород в период функционирования разломов III порядка (Скалистый, Центральный). Эти разломы определяют простирание пегматитовых тел (трещины оперения разломов). Синпегматитовая тектоника характеризуется двумя, по крайней мере, периодами трещинообразования (пегматитовые тела 106 и 504 пересекаются телами 109 и 464 соответственно). Продуктивность пегматитовых тел определяется более поздними структурными фактора-

Рис. 1. Структурные элементы пегматитового поля.

А — пликтивный вариант (по материалам В. П. Атамановой): 1 — граница пород риколатвинской свиты, 2 — гранит-пегматитовые залежи, обрисовывающие структуры риколатвинских гнейсов, 3 — немагнитные габброиды и амфиболиты, 4 — магнитные габброиды и амфиболиты, 5 — пегматитовые тела I возрастной гр., 6 — дайки (пегматитовые тела II возрастной гр.); Б — дизъюнктивный вариант (4): 1 — породы хетоламбинской свиты, 2 — гнейсы риколатвинской свиты, 3 — немагнитные габброиды и амфиболиты, 4 — магнитные габброиды и амфиболиты, 5 — пегматитовые тела I возрастной гр., 6 — дайки (пегматитовые тела II возрастной гр.) 7 — проекция разломов (С-С Скалистый разлом, А-А Аплитовый, М-М Мусковитовый);

В — блоково-зональный вариант структуры поля: блоки I, V-3, VI практически лишены пегматитовых тел, блоки II, IV-2 обеднены пегматитами; блок IV-1 содержит мало продуктивных тел пегматитов; блоки III-1, III-2, III-3 наиболее пегматитовосны и наиболее продуктивны; пегматитовосность и продуктивность блоков V-2 и V-1 требует изучения.



ми: поступление растворов, ответственных за мусковитообразование в пегматитовых телах, определяется разломами IV порядка (дугообразные субширотные разломы типа Аплитового и Мусковитового и прямолинейные северо-северо-западные разломы).

Изложенные выше принципы иллюстрируются зонально-блоковым вариантом структуры пегматитового поля (рис. 1В). Все поле делится по характеру пегматитоносности на ряд дугообразных субширотных зон; с севера на юг устанавливается возрастание пегматитоносности (число тел на единицу пространства) с достижением максимума в зоне III, затем резкое снижение числа пегматитовых тел и их продуктивности (зона IV) и вновь повышение (зона V); зоны I и VI лишены пегматитов.

Особенностью структуры месторождения является высокая степень однородности вмещающих пород, которые в отношении трещинообразования ведут себя как гомогенные тела (аналогия с массивами гранитов молодых регионов). В условиях растяжения однородных масс образуются закономерные системы крутопадающих трещин, ориентированных поперек блоков (пегматитоносные зоны и подзоны на рис. 1В). Вполне определенно можно говорить о гипсометрически благоприятной для трещинообразования части «гнейсового массива», как принято говорить о максимально трещиноватых апикальных частях гранитных массивов.

Для рассматриваемого поля установлено, что пегматитовые тела Центрального и Западного участков уходят на 900 м на глубину без существенного снижения продуктивности, а пегматитовые тела Восточного участка быстро выклиниваются с глубиной. Мощности пегматитовых тел соответственно больше для Западного и Центрального участков и меньше для Восточного. Мы можем предположить, что имеем дело с трещинным поясом, «пластом» разрядки напряжений структуры, в котором только и реализованы полости. Трещинный пояс наклонно погружается в западном направлении, чем и обусловлена его интенсивная эрозия на восточном фланге структуры (а тела здесь минимальные по простиранию, падению и мощности).

Таким образом, блоково-зональный вариант структуры позволяет прогнозировать ослюдование глубоких горизонтов Западного участка и подтверждает справедливость поискового прогноза В. П. Атамановой, сделанного на основании результатов крупномасштабного картирования структуры.

В блоково-зональном варианте мы отвлекаемся от глубинной (свыше 1 км) структуры продуктивных гнейсов (антиклиналь или синклиналь) и обращаемся только к структурным элементам трещинного пояса, где выделяются и куполовидные вытянутые поднятия с опрокинутым залеганием пород в крыльях (материалы В. П. Атамановой) и перемещенные в пространстве блоки гнейсов, в различной мере насыщенные гранит-пегматитовым материалом [4].

Субширотные зоны различной пегматитоносности неоднородны (рис. 1В). Так, в зоне III четко различимы по геологическим и промышленным критериям блоки различной пегматитоносности и продуктивности: блок III—1 (основная часть Западного участка), блок III—2 (Центральный грабен) и блок III—3 (Восточный участок) делятся надвое по широте Аплитовым разломом. Зона III насыщена гранитоидным материалом: гранит-пегматиты нередко составляют 30—50% в объеме блоков. Зона III наиболее пегматитоносна, наиболее продуктивна (свыше 80% запасов мусковита всего поля) и наиболее равномерно рассечена сериями сближенных пегматитовых тел. Насыщенные пегматитами гнейсовые блоки достигают по длине 670 м (удлиненны по

азимуту 340—350°) при ширине в плане до 500 м, выдержаны по падению (угол падения 65—75°, СВ) до 900 м и склоняются к северу.

Такие пегматитоносные призмь, как призма Центрального грабена (площадь на поверхности 0,3 км², на горизонте +285 м около 0,4 км², на горизонте +220 м около 0,6 км², на горизонте —200 м около 0,9 км²) необычайно продуктивны: в недрах Центрального грабена сосредоточено 60% запасов мусковита всего поля. В блоке III—2 только в южной его части, между разломами Аплитовый и Мусковитовый, известно 17 промышленных пегматитовых тел и только 4 непромышленных.

В зоне IV пегматитоносен блок IV—1, а блок IV—2 лишен пегматитовых тел. В зоне V пегматитоносны блоки V—1, V—2 и лишены пегматитов гнейсы блока V—3; различие в пегматитоносности блоков V—1 и V—2 состоит в том, что пегматиты блока V—1 слабо мусковитоносны, тела, залегающие в магнитных ортоамфиболитах, содержат мусковит, а вермикулит (тело 296). Мусковитоносность блока V—2 выше, но масштабы ее не выявлены.

Разведочной и эксплуатационной службами накоплен богатый материал, позволяющий констатировать, что: а) число пегматитовых тел в пегматитоносных призмах постоянно в плане и по гипсометрии, что повышает достоверность глубинного прогноза; б) промышленно-слудоносные тела близки по ориентировке (простираение 340—350°, склонение северное, падение ВСВ под углом 65—80°); в) пегматитовые тела с глубиной ветвятся, сливаются и сложно выклиниваются (тело 276 длиной 85 м на поверхности, с глубины 30 м делится на три тела длиной в 10, 15, 20 м); г) уверенно можно говорить только о длине пегматитового тела на горизонте подсечения (тело 330 на горизонтах +325, +285 и +220 м имеет длину соответственно 55, 100 и 50 м); д) протяженность пегматитовых тел по падению с учетом склонения в 3—8 раз превышает длину тела в плане; е) морфология пегматитового тела различна на разных горизонтах подсечения.

Эти факты подтверждают надежность прогноза по блокам и пегматитоносным призмам, но требуют осторожности в оценке отдельных пегматитовых тел.

По геологическим соотношениям среди пегматитов поля исследователями давно выделены пегматиты I гр. (слудоносные) и пегматиты II гр. (бесслудные маломощные, но весьма протяженные дайки). Ранние пегматиты I гр. подразделяются то на пять (В. С. Смирнова) типов, то на четыре [4] в зависимости от состава вмещающих пород.

Взяв за основу тот же принцип отношения к вмещающим породам риколатвинской или хетоламбинской свит и характер взаимных пересечений пегматитовых тел, мы выделяем три возрастные группы пегматитовых тел (I гр.—слудоносные пегматиты четырех типов, с подтипами, залегающих в риколатвинских гнейсах; II гр.—дайковые бесслудные пегматиты, рассекающие пегматиты I гр. и породы риколатвинской свиты; III гр.—пегматиты керамического типа, рассекающие породы хетоламбинской свиты, но не рассекаемые пегматитами II гр.), шесть генетических типов и ряд подтипов (табл. 1).

Наблюдения В. П. Атамановой, сопоставленные с нашими, позволяют найти корреляцию между ориентацией пегматитовых тел и их мощностью, определить эффект приращения пространства при том или ином растяжении структуры (табл. 2). Суммированы мощности пегматитовых тел участков Западный (блоки III—1, IV—1, рис. 1—В), Центральный (блок III—2) и Восточный (блок III—3, рис. 1—В) в направлении, нормальном к простираению тел. Таких направлений оказалось пять: 0, 30, 55, 90, 300°. Данные табл. 2 следует признать минимальными пределами

Таблица 1

Возрастные группы, генетические и промышленные типы пегматитов горы Риколатва.
Составлено с учетом классификаций Л. В. Калафати, В. В. Жданова,
В. С. Смирновой, В. П. Проскуринной

Возрастные группы	Вмещающие породы	Генетические типы	Генетические подтипы	Промышленные типы		
				слюдоносные	комплексные	керамические
				промышленные	непромышленные	
I	Гранито-гнейсы	I		505, 786..	58, 920, 921,..	
	Плагииогнейсы риколатвинской свиты	II	1 2	41, 106, 179...	448, 464.. 109, 504, 598,..	
	Массивы немагнитных изверженных пород основного и ультраосновного состава	III	1 2	66.. 25, 26, 441...	90.. 427,..	
	Массивы магнитных изверженных пород основного и ультраосновного состава	IV			294, 296,..	
II	Породы риколатвинской свиты и пегматиты I группы	V	1 2 3			531, 67,..
III	Породы хетоламбинской свиты	VI				

Таблица 2

Эффект растяжения пегматитового поля по векторам, м

Участки пегматитового поля	Векторы					Всего, м	Число тел
	0°	30°	55°	90°	300°		
Восточный	0	3,1	61,3	34,2	0	98,6	65
Западный	2,0	19,3	62,5	211,5	229,9	525,2	123
Центральный	39,0	40,5	90,2	141,0	32,1	342,8	128
Все поле	41,0	62,9	214,0	386,7	262,0	966,6	316

эффекта растяжения, так как общее число пегматитовых тел намного превышает численность тел, принятых в расчет (316). Расчеты отнесены к плоскости горизонта.

Материал табл. 2 и его графическое представление на рис. 2 иллюстрируют резкие различия в условиях растяжения блоков поля. Если растяжение по вектору 55° примерно одинаково для всех участков (максимально для Центрального, минимально для Восточного), то широтное растяжение максимально для Западного участка и крайне мало для Восточного. Собственно, масштабами растяжения по векторам 90 и 300° и отличаются участки пегматитового поля друг от друга.

Блок Восточного участка наименее растянут по векторам 300 и 0°, а растяжение по векторам 30, 50 и 90° проявлены заметнее, но менее интенсивно, чем на других участках.

Меридиональное растяжение характерно только для Центрального,

наиболее пегматитоносного участка (самого слюдоносного); в малой мере это же растяжение типично и для Западного.

В первом приближении можно даже заключить, что оптимальные условия продуктивности пегматитовых тел возникают при максимальном эффекте растяжения гнейсов и локализованных в них консолидированных пегматитовых тел по векторам 0 и 30°; эффект растяжения по вектору 300° также проявлен, но минимально.

Для пегматитового поля в целом эффекты растяжения различны для разных векторов (рис. 2—1): минимально растяжение по вектору 0°, значительнее по вектору 30°, больше по вектору 55°, далее по вектору 300° и максимально по вектору 90°.

Если принять за единицу приращение пространства при растяжении поля по вектору 90°, можно определить относительный эффект растяжения, равный для вектора 0° всего 0,106; для вектора 30° — всего 0,16; для вектора 55° около 0,55; для вектора 300° около 0,68 (табл. 3, рис. 3).

Относительно слабое проявление эффектов растяжения по векторам 0 и 30°

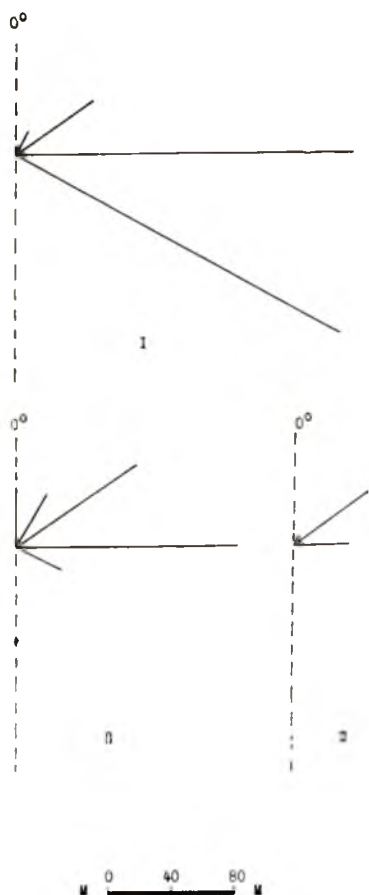


Рис. 2. Эффект растяжения риколитовских пород:

I — Западный участок, II — Центральный участок, III — Восточный участок пегматитового поля.

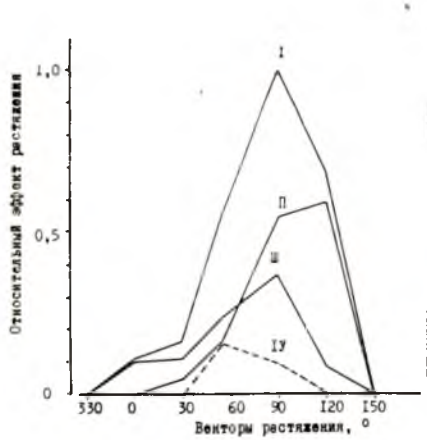


Рис. 3. Относительный эффект растяжения пегматитового поля в целом (I) и участков: Западный (II), Центральный (III), Восточный (IV). За единицу принят эффект растяжения пород поля по вектору 90° (386,7 м).

сопоставимо количественно с процентными соотношениями промышленно-слюдоносных пегматитовых тел на фоне общего числа пегматитовых тел поля: всего около 11% тел продуктивны.

Пегматиты месторождения явились объектом детального изучения состава [2]. Пробы пегматитового материала отобраны из тщательно документированных частей пегматитовых тел на разных горизонтах, материалы опробования и химических анализов обработаны статистически, сопоставлены с минеральным составом. Для выборки из 30 проб установлены следующие данные (табл. 4).

Таблица 3

Относительный эффект растяжения блоков по векторам

Участки пегматитового поля (блоки)	Векторы					Всего
	0°	30°	55°	90°	330°	
Восточный	0	0	0,159	0,09	0	0,257
Западный	0,005	0,05	0,16	0,546	0,594	1,355
Центральный	0,1	0,104	0,233	0,364	0,084	0,885
Все поле	0,106	0,16	0,55	1,00	0,678	—

Таблица 4

Статистические параметры химического состава пегматитов риколатвинского типа, вес. %

Компонент	Среднее арифметическое	Стандартное отклонение	Отклонение среднего
SiO ₂	71,90	2,19	0,78
Al ₂ O ₃	16,56	1,72	0,62
Fe ₂ O ₃	0,12	0,09	0,03
FeO	0,18	0,17	0,06
MnO	0,02	0,02	0,01
MgO	0,14	0,09	0,03
CaO	1,33	0,53	0,19
Na ₂ O	3,87	1,17	0,42
K ₂ O	4,93	1,82	0,65
H ₂ O	0,64	0,32	0,11
п.п.п.	0,24	0,14	0,05

Контраст составов пегматитовых тел и продуктивных гнейсов составляет по кремнезему 6,4—7,2 вес. %, по Mg—2,83—3,25 вес. %, по FeO—4,58—5,14 вес. %. Эти данные свидетельствуют в пользу принадлежности риколатвинских гнейсов, лишенных кианита, к оптимальным по составу породам, вмещающим слюдоносные пегматиты [1].

Промышленная слюдоносность пегматитовых тел, локализованных в немагнитных габбро-норитах и гранатовых амфиболитах (тела 25, 26) и полная бесплодность тел, залегающих в магнитных амфиболитах, может быть объяснена тем, что в габбро-норитах и немагнитных амфиболитах значительная часть алюминия сконцентрирована в форме граната, в котором алюминий выступает в виде трехвалентного катиона шестерной координации, т. е. в позиции, наиболее удобной для перестройки в мусковит (затравочная, провоцирующая роль алюминия боковых пород, облегчающая разложение полевых шпатов и их мусковитизацию в пегматитовых телах).

В безгранатовых магнитных амфиболитах весь алюминий находится в четверной координации, а в пегматитовых телах внутри таких амфиболитов развивается только биотит.

Литература

1. Давиденко И. В., Макиевский С. И. Критерии связи слюдоносных пегматитов и состава вмещающих пород.—Сб.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып. 1. Апатиты, 1970.
2. Мец О. Ф., Давиденко И. В. Вещественный состав слюдоносных пегматитов Риколатвы.—Сб.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып. 3. Апатиты, 1972.
3. Горлов Н. В. Особенности раскрытия трещин растяжения (на примере жильных полостей пегматитов северо-западного Беломорья). Геотектоника, 1971, № 3.
4. Проскурнина В. П. Влияние дизъюнктивных нарушений на размещение слюдоносных пегматитов на одном из месторождений Енского района северо-западного Беломорья.—Сб.: Природа и хозяйство Севера. Вып. 2, ч. 2. Апатиты, 1971.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ ПЕГМАТИТОВ РАЗЛИЧНЫХ СТРУКТУРНО- МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ТИПОВ НА ОДНОМ ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДА КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Длительное и плодотворное исследование месторождения, проводимое до настоящего времени (см. стр. 16 в наст. сборнике), не исключает дискуссионности ряда узловых вопросов, к числу которых относятся, прежде всего, представления о геологическом строении месторождения и структурном контроле пегматитов.

Целью настоящей статьи является изложение результатов дальнейшего детального изучения характера размещения пегматитов месторождения с учетом их структурно-минералогических и возрастных различий.

Развитые на месторождении пегматиты на основе отчетливо наблюдаемых пересечений подразделены предыдущими исследователями на две возрастные группы. Более древние из них следует отнести ко II, более молодые — к III возрастной группе, выделенным Ю. Е. Рыцком [5] для региона в целом.

Среди пегматитов II возрастной группы с применением принятых классификационных признаков в свою очередь выделяются две фациальные группы: слюдяно-керамические пегматиты, залегающие в биотитовых плагиогнейсах и мусковитовых микроклин-плагиоклазовых гранитоидах, и керамические пегматиты, залегающие в амфиболитах и амфибол-биотитовых плагиогнейсах. Эти две фациальные группы по главным признакам являются аналогами соответственно 2-й и 3-й фациальных групп, установленных для северной Карелии [1].

Наиболее детально вскрытые и изученные слюдяно-керамические пегматиты широко развиты в пределах главной складчатой структуры месторождения и несомненно представляют собой единое поле. Это подтверждается, во-первых, общностью характера залегания пегматитов в пространстве: многие сотни тесно расположенных плитовидных (реже — линзовидных и неправильной формы) жильных тел имеют общее падение на восток, общее склонение на север, при постепенном, в виде широкого веера, изменении простирания от северо-восточного — на Западном участке, через субмеридиональное — на Центральном, к северо-западному — на Восточном участке. Как будет показано ниже, единство пегматитового поля подчеркивается также закономерным, с постепенными переходами, расположением жил различного состава и строения.

Слюдяно-керамические пегматиты, как и в северной Карелии, представлены тремя структурно-минералогическими типами.

I тип — биотит-микроклин-плагиоклазовые незональные жилы, сложенные пегматитом ортогекситовой и неяснографической структур с таблитчатым биотитом (типоморфная ассоциация: $Пл_{25} + Ми + Би_{50} + Кв$) — ж. № 76, 78, 114, 115, 118, 326, 381 и др.

II тип — биотит-мусковит-микроклин-плагиоклазовые зональные жилы, сложенные пегматитом неяснографической, блоковой, апографиче-

ской и петельчатой структур с таблитчатым биотитом и широким развитием кварц-мусковитового комплекса («высшая» типоморфная ассоциация: $\text{Пл}_{15} + \text{Ми} + \text{Би}_{55} + \text{Кв}$) — ж. № 1, 11, 120, 165, 227, 354, 357, 722, 727, 729, 733, 962, 967 и др.

III тип — мусковит-биотит-плагиоклаз-микроклиновые участково-зональные жилы, сложенные пегматитом неяснографической, блоковой, блоково-грубографической, апографической и петельчатой структур с листоватым, лейстовым биотитом и кварц-мусковитовым комплексом («высшая» типоморфная ассоциация: $\text{Ми} + \text{Би}_{60} + \text{Гр} + \text{Кв}$).

В пределах III типа выделяются два подтипа III — А (ж. № 179, 193, 198, 276, 345, 365, 475, 509, 524, 904 и др.) и III — Б (ж. № 33, 44, 45, 46, 64/79, 228, 250, 256, 262 и др.). По качественному набору типоморфных ассоциаций (главный классификационный признак) пегматиты обоих подтипов аналогичны, однако по количественному соотношению этих ассоциаций и породообразующих минералов подтип III — А представляет собой образование, переходное между II типом и подтипом III — Б. Точно так же своеобразен подтип III — А в промышленном отношении, обозначая постепенный переход от относительно высокослюдного II типа к практически бесслюдному подтипу III — Б.

Выделенные типы, как это отмечалось для северной Карелии [1], образуют единый генетический ряд, в пределах которого происходит направленное увеличение числа типоморфных ассоциаций, усложнение состава и строения пегматита.

Пегматиты II возрастной группы, согласно данным по северной Карелии [3] и Кольскому п-ову [2], проходят в своем развитии два этапа. Первый этап, магматический, приводящий к формированию пегматитов I типа, протекает в условиях амфиболитовой фации метаморфизма и генетически тесно связан с этапом ультраметаморфизма (2,7—2,8 млрд. лет по Тугаринову и др. [6]). В пределах второго, метасоматического этапа эволюции пегматитов, развивающегося на фоне диафтореза (1,8—1,9 млрд. лет по Тугаринову и др. [6]), происходит преобразование пегматитов I типа и формирование на их основе пегматитов всех остальных типов. Парагенезисы последних, судя по набору минералов в них и по данным о химизме минералов переменного состава, отвечают условиям эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Применение парагенетического анализа позволило установить [3], что выделенные структурно-минералогические типы (точнее — их «высшие» типоморфные ассоциации) представляют собой метасоматические фации, различающиеся не только температурой, но и величиной химических потенциалов таких вполне подвижных компонентов, как K_2O , Na_2O и H_2O .

Процессы метасоматического этапа развиваются, в отличие от предыдущего, не во всех пегматитах, а лишь в тех из них, которые, по-видимому, находятся в благоприятных тектонических условиях, т. е. располагаются там, где наиболее интенсивно проявлены разрывные нарушения послекладчатого времени, служащие путями миграции растворов этапа диафтореза. Причем замечено, что степень завершенности метасоматического процесса тем выше, а структурно-минералогический тип тем сложнее, тем «развитее», чем более активно и, по-видимому, длительно развиваются соответствующие разрывные тектонические процессы. Такая связь между тектоникой и характером минеральных ассоциаций в пегматитах (а следовательно, между тектоникой и термодинамическими условиями на метасоматическом этапе) проявляется, по крайней мере, в двух формах.

На всех изученных месторождениях в пределах беломорид (Малиновская Варакка, Тэдино, Карельский, Вуатваракка, Лоушки, Полубояры, Хетоламбино, им. Чкалова, месторождения юго-запада Кольского п-ова)

статистически достоверно устанавливается прямая связь между степенью сложности, завершенности структурно-минералогического типа пегматита и размерами жильных тел, степенью сложности их морфологии, степенью развития в них разнообразных внутритрудных разрывных нарушений.

С другой стороны, уже описывались [2, 3] явления закономерного пространственного расположения пегматитов в различных типах в пределах месторождений. Такая закономерность в случаях, когда месторождения детально вскрыты, отмечается в качестве зонального размещения пегматитов разных типов относительно наиболее тектонически активных «осевых» зон пегматитоносных полос (кустов). От «осевых» зон к периферическим происходит направленная смена типов от «высших» к «низшим» и, следовательно, закономерная смена метасоматических фаций пегматитов. Дальнейшее исследование указанных связей, очевидно, расширит наши возможности в выявлении главных условий формирования месторождений пегматитов как структурно-тектонических, так и термодинамических.

Рассматриваемое месторождение в этом отношении представляет собой новый и во многом своеобразный и выразительный пример.

Рис. 1 иллюстрирует характер размещения пегматитов различных типов в пределах главной складчатой структуры месторождения. Пегматиты наиболее «развитого» подтипа III—Б образуют широкую область в западном крыле складки, вытянутую на северо-восток, вдоль ранее выделенного В. П. Проскурниной [4] разлома «Скалистый». В восточно-юго-восточном, почти широтном направлении от этой области отходят три субпараллельные узкие зоны, в которых размещаются пегматиты подтипа III—А. Наиболее вскрытая из них средняя зона отчетливо подчеркивается многочисленными жилами этого подтипа, изученными на одном или нескольких горизонтах подземных выработок (ж. № 509, 524, 179, 365, 475, 159, 276, 193, 193^а, 775, 198, 782, 588, 904, 12, 2, 89, 93, 221). Положение «осевой» линии южной зоны определяется несколькими жилами, вскрытыми с поверхности (№ 300, 286, 281, 287, 302, 312, 64, 79). «Ось» северной субширотной зоны, вскрытой в настоящее время недостаточно, может быть пока намечена по положению жил типа III—А — № 81, 385, 199. В непосредственной близости к пегматитам типа III—А в направлении простираения жильных тел располагаются пегматиты II типа, образуя следующую к периферии зону, либо с обоих флангов, либо только с северного (как в средней зоне), примыкающую к зонам развития пегматитов типа III—А. В пределах остального пространства, еще более удаленного от разлома «Скалистый», известны лишь мелкие бесслюдные жилы, представляющие наиболее простой, «низший» I тип. Таким образом, и в этом примере проявляется направленное упрощение типов пегматитов от «осевой» зоны контролирующей разрывной структуры к ее периферии. Своеобразие здесь состоит в том, что, в отличие от ранее описанных примеров, в данном случае «осевые» зоны пегматитоносных полос не параллельны простираению составляющих их жильных тел, а почти перпендикулярны. Руководствуясь различиями типов пегматитов в степени их «развитости», сложности, можно предполагать, что три узкие зоны, где размещаются пегматиты типа III—А, представляют собой более мелкие, по-видимому, дочерние, оперяющие разрывные нарушения относительно разлома «Скалистый», вдоль которого развиты пегматиты «высшего» типа III—Б. Эти субширотные нарушения не были выражены в виде сплошных или прерывистых зияющих крупных трещин, но являлись областями повышенной мелкой трещиноватости, пористости, относительно более ослабленными и доступными для растворов, чем пространство к периферии от них. Наличие

указанных трех субширотных зон, помимо изложенных фактов, подтверждается также резкими различиями в густоте размещения жильных тел в «осевых» и периферических зонах пегматитоносной структуры (К. В. Захаров — устное сообщение).

Изучение предполагаемых ослабленных тектонических зон проводилось также геофизическими методами: методом естественного электрического поля по четырем профилям общей длиной 9 км с точками наблюдений через 10 м и методом вызванной поляризации по двум профилям с точками наблюдений через 20 м (разносы питающих электродов 500 м).

Над средней зоной месторождения наблюдается интенсивная аномалия естественного поля (относительная интенсивность 140—150 мв), про-

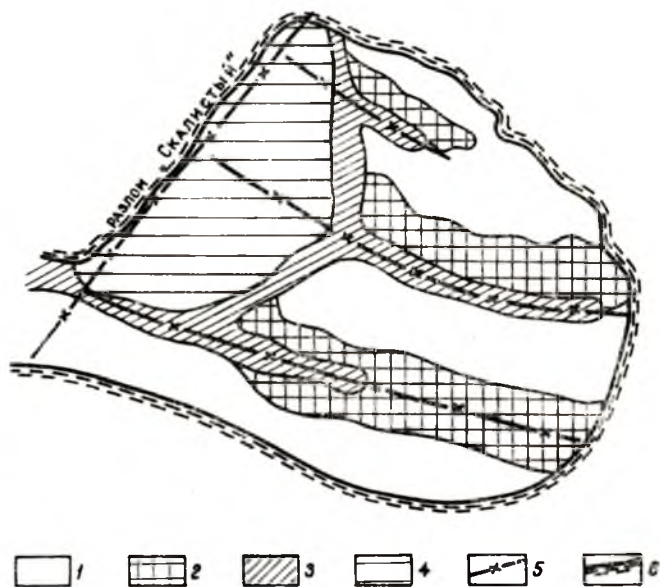


Рис. 1. Схема размещения пегматитов различных типов на месторождении.

Области размещения пегматитов разных типов:
1 — I типа, 2 — II типа, 3 — типа III—А; 4 — типа III—Б, 5 — осевые линии пегматитоносных структур, 6 — граница пород риколатвинской и хетоламбинской свит.

слеживающаяся в широтном направлении по всем четырем профилям. Мощность аномальной зоны — 400—600 м (рис. 2). Над южной зоной тремя, а над северной двумя профилями прослеживаются в юго-восточном направлении еще две аномалии небольшой мощности (до 100 м) и меньшей интенсивности (до 40—60 мв). Аномалии естественного поля, по-видимому, фильтрационного происхождения, возникают в относительно пористых породах, широко распространенных в тектонических зонах.

Аномалии метода вызванной поляризации, связанные с повышенным содержанием электропроводящих минералов (пирит, пирротин и др.), в большинстве случаев приурочены к северным границам аномалий естественного поля.

Таким образом, исходя из изучения пространственного развития на месторождении пегматитов различных типов и результатов геофизических исследований намечается схема размещения разрывных рудоконтролирующих структур месторождения, изображенная на рис. 2. Видно, что в данном случае, в отличие от ранее описанных (Малиновая Варакка,

Карельский, Хетоламбино и др.), контролирующая структура в целом имеет не линейный, а более сложный ветвистый рисунок.

Следует сказать, что положение двух наиболее отчетливо проявленных субширотных ослабленных зон (средней и южной), являющихся зонами развития пегматитов типа III—А, пространственно весьма близко к положению осей антиклинальных складок, осложняющих главную складчатую структуру месторождения (по В. П. Атамановой). В этом обстоятельстве можно усматривать влияние напряжений, созданных в период складкообразования, на размещение более молодых по отношению к складчатости разрывных нарушений.

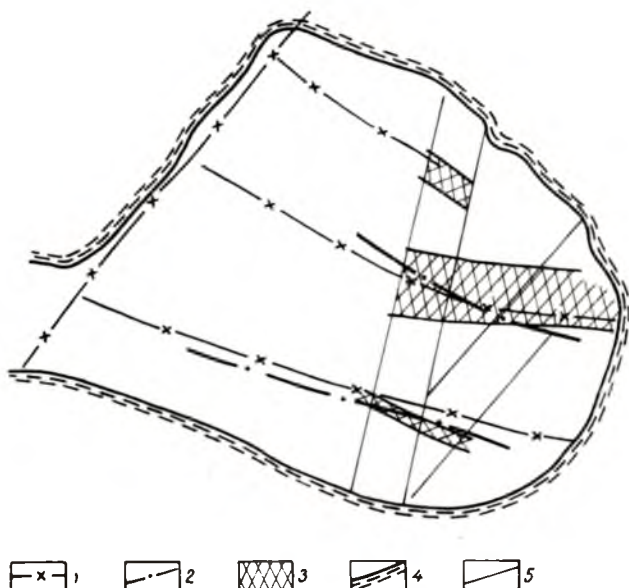


Рис. 2. Схема расположения главных складчатых и разрывных структур месторождения. Положение аномалий ЕП.

1 — осевые линии предполагаемых тектонически ослабленных зон, 2 — оси антиклинальных складок (по В. П. Атамановой), 3 — геофизические аномалии, 4 — граница пород риколатвинской и хетоламбинской свит, 5 — положение геофизических профилей.

Три из четырех устанавливаемых тектонически ослабленных зон совпадают с показанными ранее В. П. Проскурниной [4], так что в этой части ее структурные исследования подтверждаются нашими данными. Однако с другой стороны, видно, что на большинство разрывных структур, выделяемых В. П. Проскурниной, пегматиты «не реагируют» своим составом, внутренним строением, морфологией и положением в пространстве. Можно думать поэтому, что если блокировка месторождения, данная ею справедлива, то большинство блоков является пострудными.

С интерпретацией разрывной структуры месторождения, приводимой в настоящем сборнике И. В. Давиденко, полученные нами данные согласуются более тесно, хотя и здесь еще остается ряд противоречий и неопределенностей.

Все сказанное выше касается пегматитов II возрастной группы. Развитые на месторождении более молодые пегматиты (III возрастная группа по Ю. Е. Рыцку) изучены пока значительно слабее из-за

отсутствия в них промышленного ослюденения и соответственно слабого их вскрытия. Эти пегматиты имеют характерную дайковидную форму (отчего в фондовой литературе чаще всего именуются «пегматитовыми дайками») и по минеральному составу представляют собой переход от слюдяных пегматитов к альбит-редкометальным (типоморфные ассоциации: Олг+Ми+Би+Кв, Ми+Му+Гр+Кв, Аб+Му+Кв, Му+Кв). Этим пегматитам свойствен и ряд других важных черт: четкая геохимическая специализация (резко пониженная магниальность граната, биотита и мусковита, повышенная марганцевистость граната, повышенная относительно слюдяных пегматитов концентрация некоторых редких металлов), молодой возраст, тесная в ряде случаев пространственная близость к интрузиям среднепротерозойских гранитов.

Весьма характерно и пространственное положение этих пегматитов: карелиды Карелии и Кольского п-ова и, особенно, зона сочленения карелид и беломорид.

Учитывая указанные обстоятельства, представляется необходимым выделить эти пегматиты в качестве особой мусковит-редкометальной формации*, связанной с позднеорогенными интрузивными гранитоидами.

Литература

1. Гродницкий Л. Л. Структурно-минералогическая классификация пегматитов северной Карелии.— В сб.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии, вып. 7, Л., 1971.
2. Гродницкий Л. Л. Сравнительная минералого-петрографическая характеристика слюдяных пегматитов Чупы и Ены.— В сб.: Минералы-индикаторы вмещающей среды. Л., «Наука», 1974.
3. Гродницкий Л. Л., Полин А. К. Пегматиты северной Карелии и их ореолы.— Тр. Института геологии Карельск. филиала АН СССР, Петрозаводск, 1975.
4. Проскурнина В. П. Влияние дизъюнктивных нарушений на размещение слюдоносных пегматитов на одном из месторождений Енского района северо-западного Беломорья.— В сб.: Природа и хозяйство Севера, вып. 2, ч. 2, Апатиты, 1971.
5. Рыцк Ю. Е. Влияние дизъюнктивных нарушений на распределение пегматитов в северо-западном Беломорье.— Тр. ВСЕГЕИ, вып. 83, 1962.
6. Тугариннов А. И., Бибикова Е. В., Горлов Н. В. О возрастном соотношении карельской и беломорской формаций.— Геохимия, 1970, № 3.

* К подобному выводу пришли недавно М. Е. Салье (1973) и В. В. Щипцов (1973).

Н. Ф. Демидов, Е. Ф. Белоусов, А. И. Крохин,
Н. В. Мельянцев, Г. П. Сафронова

ГЕОЛОГИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПЕГМАТИТОНОСТИ РАЙОНА ОЗ. НЮК В ЗАПАДНОЙ КАРЕЛИИ

В данной статье излагаются результаты тематических исследований авторами малоизученного района, расположенного между оз. Челмозеро и Мельгозеро в западной Карелии. По структурному положению эта территория является частью Западно-Карельской синклинорной зоны.

За длительную историю геологического развития, породы слагающие район, неоднократно подвергались складчатым разрывным деформациям, претерпели метаморфизм амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций и ультраметаморфизм, в результате чего здесь очень широко развиты явления мигматизации и гранитизации. Все это привело к широкому площадному распространению комплекса гранито-гнейсов и различного типа мигматитов, в поле которых лишь местами сохранились суперкрустальные образования гимольской серии нижнего протерозоя.

Наиболее полно разрез гимольской серии представлен в южной части района у оз. Челмозеро. Здесь же ранние складчатые структуры менее всего изменены последующими движениями, что позволило установить общую стратиграфическую последовательность пород района (рис. 1).

Самыми древними породами района, залегающими в ядрах ранних антиклинальных структур, являются зеленовато-серые крупнозернистые, большей частью хорошо огнейсованные гнейсо-гранодиориты, первоначальная природа которых не установлена. Гнейсо-гранодиориты содержат реликты субстрата в виде полос и линз незначительной мощности, представленных амфиболитами и мигматитами по биотитовым гнейсам.

Гнейсо-гранодиориты вверх по разрезу сменяются толщей мигматитов, большей частью по мелко- и среднезернистым биотитовым гнейсам. В основании этой толщи местами присутствуют гранатавралитовые гнейсы с кианитом. Под всей толщей мигматитов встречаются скиалиты мелкозернистых биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов и почти повсеместно отмечается вкрапленность магнетита.

Выше по разрезу залегает пачка переслаивания биотитовых, двуслюдяных, гранат-биотитовых, нередко с кианитом и ставролитом, гнейсов с маломощными линзами гранатитов, амфиболо-магнетитовых сланцев и железистых кварцитов.

Эта пачка переслаивания сменяется горизонтом амфибол-биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов и сланцев с прослоями и линзами амфиболитов, иногда с гранатом.

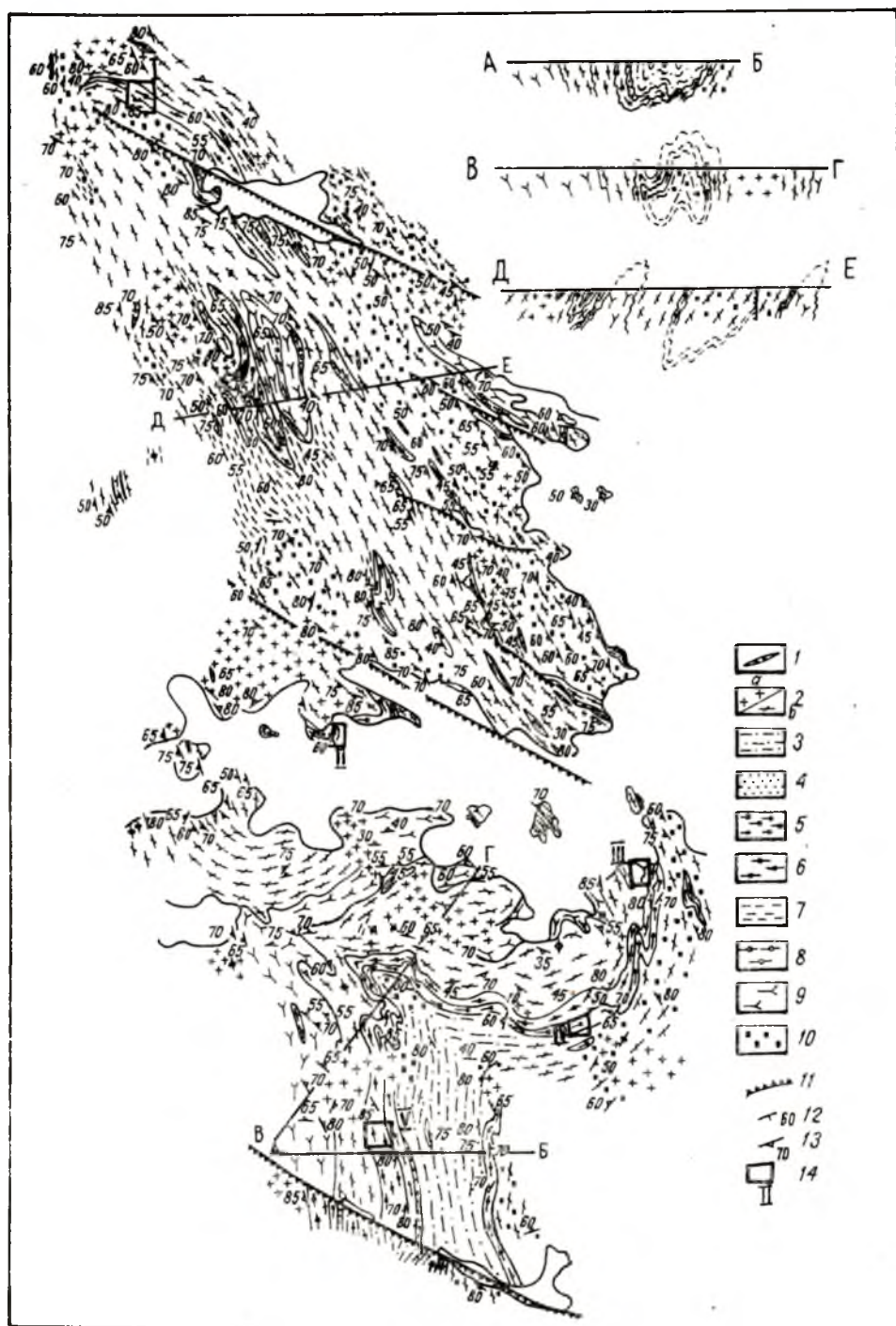


Рис. 1. Геологическая карта района оз. Нюк в западной Карелии. (Составили Е. Ф. Белоусов, Н. Ф. Демидов, А. И. Крохин, Н. В. Мельянец).

1 — дайки основных пород, 2 — плагиомикроклиновые граниты (а) и их мигматиты (б); 3 — лептитоидные гнейсы и сланцы, 4 — кварцитовидные породы, 5 — биотит-амфиболовые гнейсы и сланцы, 6 — биотитовые, гранат-биотитовые, кианит-ставролит-гранат-биотитовые, двуслюдяные гнейсы с прослоями железистых кварцитов, 7 — биотитовые гнейсы, 8 — гранат-биотитовые и кианит-ставролит-гранат-биотитовые гнейсы, 9 — гнейсо-гранодиориты, 10 — микроклиновый и плагиоклазовый порфиробластез, 11 — тектонические нарушения, 12 — элементы залегания полосчатости, 13 — элементы залегания гнейсовидности, 14 — участки концентрации пегматитовых жил: I — Мельгозерский, II — северного берега Нюкозера, III — южного берега Нюкозера, IV — района оз. Шувар, V — Челмозерский.

Венчает разрез толща серых и темно-серых биотитовых (лептитовидных) гнейсов. На юге района она подстилается небольшой мощностью прослоем кварцитовидных пород.

Все породы района испытали, по крайней мере, три последовательных этапа складчатых деформаций, в результате которых был сформирован комплекс складчатых структур различного характера и направления.

Наиболее крупные структуры двух ранних возрастных генераций схематически изображены на рис. 2.

Самые ранние складчатые структуры первой генерации, определившие основной структурный план района, были сформированы в ребольский этап складчатости. В ходе этого этапа образования гимольской серии были смяты в узкие, сильно сжатые, часто изоклинальные складки северо-северо-западного направления. На территории района к этой генерации складчатых структур относятся Челмозерско-Мельгозерская синклиналь и сменяющие ее к западу и востоку антиклинали.

Челмозерско - Мельгозерская синклиналь является непосредственным продолжением Хедозерско-Челмозерской синклинали, выделенной М. М. Стенарем [5].

По простирацию Челмозерско - Мельгозерская синклиналь, имеющая размах крыльев от 2 до 5 км, прослежена на расстоянии свыше 40 км. Ее западное крыло севернее оз. Нюк сохраняется лишь частично. Породы восточного крыла испытали особенно сильную мигматизацию и севернее оз. Челмозеро прослеживаются лишь обрывками в поле однородных порфиробластических мигматитов и гранито-гнейсов. Породы,

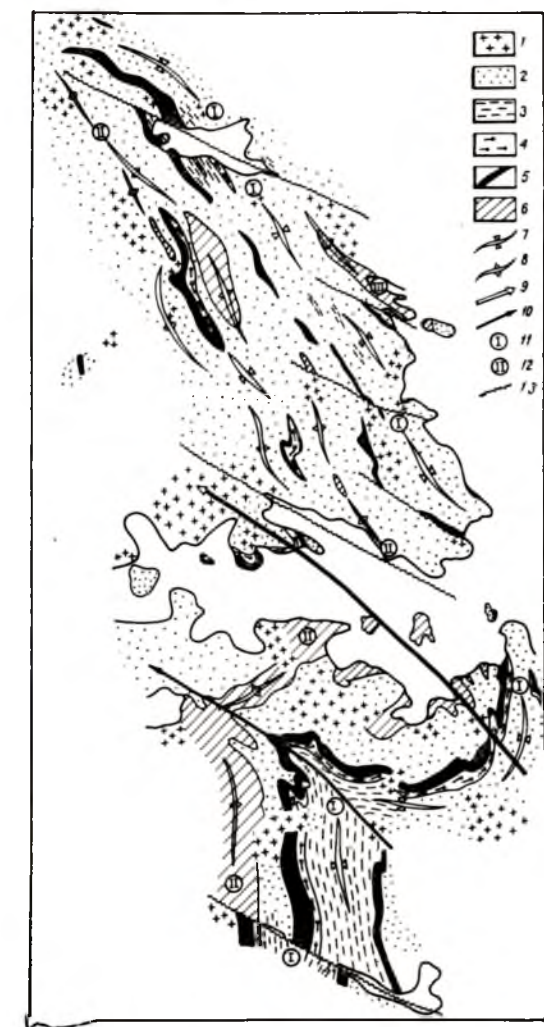


Рис. 2. Схема тектонического строения района оз. Нюк. (Составили Е. Ф. Белоусов, Н. Ф. Демидов, А. И. Крохин, Н. В. Мельянец).

1 — граниты, 2 — мигматиты, 3 — лептитовидные гнейсы и сланцы, 4 — биотит-амфиболовые гнейсы и сланцы, 5 — биотитовые, двуслюдяные гранат-биотитовые, ксанин-ставролитовые гнейсы с линзами железистых кварцитов; 6 — гнейсо-гранодиориты, 7 — оси синклинальных структур первой генерации, 8 — оси антиклинальных структур первой генерации, 9 — ось синклинальной структуры второй генерации, 10 — ось антиклинальной структуры второй генерации, 11 — Челмозерско-Мельгозерская синклиналь, 12 — Нюкозерская антиклиналь, 13 — разрывные нарушения.

залегающие в ядерной части синклинали (лептитовидные гнейсы и сланцы), также сохраняются, в основном, лишь в районе оз. Чел-

мозеро, далее по простиранию к северу они переходят в порфиробластические гнейсы и мигматиты.

Нюкозерская антиклиналь, сменяющая Челмозерско-Мельгозерскую синклинали к западу, имеет размах крыльев 5—12 км. По простиранию с юга на север она тянется на 40 км и в районе оз. Мельгозеро замыкается. Между оз. Нюкозеро и Челмозеро сводовая часть антиклинали осложнена синклинальной складкой с размахом крыльев до 1 км. Ядро антиклинали сложено гнейсо-гранодиоритами, которые прослеживаются непрерывной полосой от Челмозера до Нюкозера, а севернее Нюкозера выходят на дневную поверхность лишь местами.

Гнейсо-гранодиориты, слагающие ядро антиклинали, сменяющей Челмозерско-Мельгозерскую синклинали к востоку, обнаружены лишь у самой северной оконечности Нюкозера.

Крылья этих наиболее крупных складчатых структур осложнены более мелкими складками различных порядков. Примечательно, что следы ранних складок, подчеркиваемые полосами, обогащенными биотитом, сохраняются часто даже в поле мигматитов.

Складки первой генерации, в свою очередь, смяты складками второй генерации с северо-западными осевыми плоскостями ($300\text{--}320^\circ$) и осями, погружающимися на северо-запад под углами от 30 до 60° . Параллельно осевым плоскостям этих складок развиваются кливаж и сланцеватость осевой плоскости, а направлению осей складок соответствует хорошо выраженная минеральная линейность по биотиту, амфиболу, кварцу и полевым шпатам. По сравнению со складками первой генерации, наложенные складки более открытые, хотя имеют резко асимметричную форму.

В районе выделяются две крупные складчатые структуры второй генерации. Между Челмозером и Нюкозером расположена антиформная складка с размахом крыльев 5—7 км. К северо-востоку она сменяется синформной структурой с коротким южным крылом субширотного простирания и длинным северным крылом северо-западного простирания. Крылья этих крупных складок, в свою очередь, осложнены более мелкими складками различных порядков.

Поскольку к югу от оз. Челмозеро в складки такого же направления смяты образования большезерской серии [5], залегающей несогласно на породах гимольской серии, образование складок второй генерации следует отнести к селецкому этапу складчатости. По-видимому, в это же время происходило заложение северо-западных зон нарушений (300°), жизнь которых продолжалась в четвертичное время, о чем свидетельствует и современный рельеф.

Часть из этих нарушений заполнена дайками габбро-диабазов и амфиболитов. По некоторым из этих зон происходили значительные подвижки; так, по Челмозерскому сбросо-сдвигу крылья Челмозерско-Мельгозерской синклинали смещены в плане по отношению к крыльям Хедозерско-Челмозерской синклинали на расстоянии до 2 км.

Северо-западными разломами район разбит на блоки, приподнятые один относительно другого, причем севернее Нюкозера, по-видимому, блоки были приподняты выше и эродированы значительно глубже, чем и можно объяснить более широкое развитие здесь мигматитов и гранитов и меньшую сохранность пород гимольской серии.

В результате третьего этапа складчатых деформаций были сформированы очень пологие, открытые складки с северо-восточными осевыми плоскостями. Эта деформация проявлена довольно слабо, лишь местами фиксируются мелкие складки северо-восточного направления и секущая сланцеватость, параллельная осевым плоскостям этих

складок. В плоскостях сланцеватости развита минеральная линейность с юго-западным погружением.

Иногда складками третьей генерации сминаются дайки габбро-диабазов и амфиболитов северо-западного направления. Привязка этого этапа деформаций по времени неясна.

В результате проведенных исследований выяснилось, что все породы, слагающие выделенные выше толщи и пачки, имеют отчетливо выраженный одинаковый план деформаций и залегают без какого-либо структурного несогласия между собой. Это обстоятельство не позволило однозначно решить вопрос о нижней границе нижнепротерозойских образований данного района.

Суперкрустальные образования района отличаются крайне неоднородной степенью метаморфизма и явлений ультраметаморфизма; отсутствие реакционных отношений между минеральными ассоциациями участка Челмозеро и приуроченность их к меридиональным структурам ребольского этапа складчатости позволяют сделать вывод о прогрессивном нарастании степени метаморфизма с юга на север, от эпидот-амфиболитовой фации до ставролит-альмандиновой субфации амфиболитовой фации. Наиболее четко это было прослежено в глиноземистых гнейсах. Согласно расположению жил мусковитоносных пегматитов среди гранат-биотитовых гнейсов предполагает их образование в процессе прогрессивного регионального метаморфизма амфиболитовой фации во время ребольского этапа деформаций.

Следующий, селецкий этап движений создал условия эпидот-амфиболитовой фации, наложенной на минеральные ассоциации амфиболитовой фации. Это подтверждается многочисленными наблюдениями реликтов ставролита и кианита среди минеральных ассоциаций эпидот-амфиболитовой фации, широким распространением эпидота и новообразованной сине-зеленой роговой обманки, равновесной с метасоматическим микроклином.

Минеральные парагенезисы зелено-сланцевой фации на территории района оз. Нюк отмечаются локально и характеризуются развитием хлорита, альбитизацией олигоклаза, мусковитизацией и серицитизацией ставролита, кианита, плагиоклазов.

Характерной особенностью района является своеобразная метаморфическая зональность суперкрустальных образований, связанная с несколькими этапами наложенных деформаций и сопровождавшими их процессами метаморфизма и ультраметаморфизма, и прослеживающаяся как в меридиональном направлении, так и вкрест простирания.

Другой особенностью является широкое развитие минеральных ассоциаций со ставролитом и кианитом в глиноземистых гнейсах, их тесная пространственная связь и отсутствие ассоциаций с хлоритом. В целом условия метаморфизма района оз. Нюк относятся к кианит-силлиманитовому типу [4], определяющему пегматитовость геологических регионов.

Широкое развитие явлений ультраметаморфизма, связанных с ребольскими движениями, привело к региональной перекристаллизации суперкрустальных образований гимольской серии и мобилизации пегматитового расплава в гнейсовых толщах. Термодинамические условия метаморфизма, соответствующие средним ступеням амфиболитовой фации ($P < 10$ кбар и T до 600°), были неблагоприятными для мобилизации больших объемов пегматитового расплава, но тем не менее сыграли определенную роль в процессах образования пегматитов.

В пределах гнейсовых толщ пегматиты имеют неравномерное, кус-товое распределение. По простиранию Челмозерско-Мельгозерской

структурной зоны выявлено пять участков концентрации пегматитовых жил (рис. 1).

Пегматиты этих участков, несмотря на некоторые различия, в общем, близки по составу, строению, текстурным и структурным особенностям, характеру акцессорной минерализации. В целом для района обычны жилы с горизонтальной мощностью до 10 м. Но на Челмозерском участке встречаются и более крупные тела, мощность которых достигает нескольких десятков, а протяженность — более 100 м. Морфологически пегматитовые жилы представляют пластовые, часто ветвящиеся, иногда кососекущие тела, залегающие согласно с вмещающими их гранат-биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами.

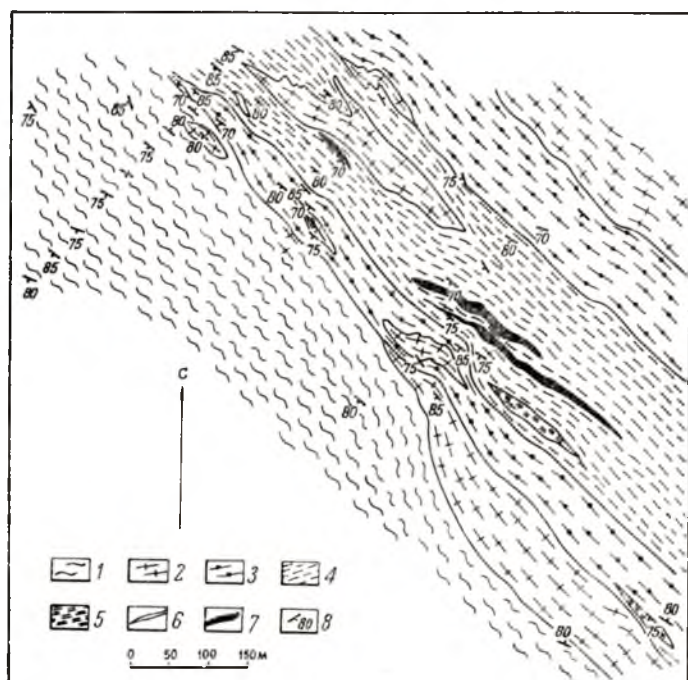


Рис. 3. Геологический план Мельгозерского участка.

1 — порфиробластические гнейсы, 2 — пегматоидные граниты, 3 — двуслюдяные гнейсы, 4 — биотитовые гнейсы с прослоями амфиболовых, 5 — лейкократовые мусковитизированные гнейсы, 6 — амфиболовые гнейсы, 7 — пегматитовые жилы, 8 — элементы залегания пород.

Общее северо-западное простираие пород обуславливает и преимущественную ориентировку жил в этом же направлении (рис. 3).

Пегматиты имеют микроклин-плагноклазовый или плагномикроклиновый состав, с меняющимся соотношением полевошпатовых компонентов (табл. 1). Существенно микроклиновыми являются лишь жилы в районе оз. Шувар.

Структурная или минеральная дифференциация по мощности жил обычно не выражена или проявляется локально. Доминируют мелкозернистые разновидности пород ортотектитовой и неравнозернистой (порфиroidной), аплитовидной структур. Более крупнозернистые структурные разновидности (графическая, неяснографическая, пегматоидная) часто затушеваны последующим катаклазом и рассланцеванием.

Таблица 1

Химический состав пегматитов района оз. Нюк

Оксиды	Номера образцов					
	р-н Нюкозера		р-н Мельозера			
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	74,90	75,57	76,89	70,43	75,13	76,84
TiO ₂	0,05	0,08	0,04	0,04	0,04	0,05
Al ₂ O ₃	14,31	14,14	12,69	17,54	13,90	13,43
Fe ₂ O ₃	0,34	0,57	0,48	0,51	0,42	0,45
FeO	0,16	0,19	0,13	0,16	0,12	0,19
MnO	0,012	0,016	0,012	0,012	0,026	0,016
MgO	0,11	0,18	0,38	0,42	0,079	0,32
CaO	0,78	1,46	0,74	0,54	0,66	0,97
Na ₂ O	3,37	3,00	2,62	5,94	3,90	4,46
K ₂ O	5,07	3,75	6,00	4,25	5,61	2,55
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,03	—
H ₂ O	0,20	0,09	0,27	0,38	0,05	0,09
п.п.п.	0,23	0,53	0,18	0,19	0,30	0,43
Σ	99,53	99,58	100,43	100,41	100,27	99,81

Нормативный минеральный состав

Кварц	30,8	39,1	35,0	18,3	27,9	35,5
Альбит	30,7	27,3	23,6	52,3	35,3	40,7
Анортит	4,0	7,3	3,7	2,5	3,4	4,8
Ортоклаз	23,5	15,1	33,8	18,0	32,3	8,3
Мусковит	9,1	8,1	2,1	4,6	—	6,3
Биотит	1,6	2,4	1,4	3,9	0,7	3,9
Магнетит	0,3	0,6	0,4	0,4	0,4	0,5
Рутил	—	0,1	—	—	—	—
№ плагноклаза	11,5	21,1	13,5	4,6	8,8	10,5

Примечание: пробы весом 5—10 кг составлены из штуфов, отобранных по мощности пегматитовых жил.

Плагноклаз в рассматриваемых пегматитах представлен олигоклазом и альбитом, образующим вроски в микроклин и разнообразные агрегаты, в том числе кварц-альбит-мусковитовый комплекс. Широкое развитие альбита и процесс альбитизации — характерная особенность пегматитов района оз. Нюк, сближающая их с пегматитами расположенной южнее Тикшезерско-Хедозерской зоны [1].

Небольшую роль кальция в изучавшихся пегматитах и их натриевую специализацию отражают данные химических анализов проб пегматита, составленных из штуфов, отобранных по мощности пегматитовых жил (табл. 1).

Микроклин, так же как и в тикшезерских пегматитах, в жилах района оз. Нюк образует два типа выделений: крупнокристаллический

(10—20 до 40 см), решетчатый жильный или пятнистый пертит [2] и более поздний мелкокристаллический микроклин, также решетчатый, не содержащий пертитовых вrostков.

Характерные для слюдоносных пегматитов северной Карелии выдержанные кварцевые оси [6] в пегматитах оз. Нюк отсутствуют. Сливной кварц здесь образует лишь изолированные блоки (обычно до одного метра в поперечнике), окруженные мусковитом и пегматоидными выделениями полевых шпатов. Распространены также тонкие (10—15 см), большей частью поперечные, относительно простирания пегматитовых жил, кварцевые жилки, секущие большинство структурных разновидностей пегматита и иногда выходящие за пределы пегматитовых тел, но в то же время обнаруживающие связь с блоковыми обособлениями кварца и, как и последние, обрамлены идиоморфными выделениями полевых шпатов и табличками мусковита.

Это, очевидно, является свидетельством длительности формирования пегматитов в неспокойной тектонической обстановке, неблагоприятной для образования крупнокристаллического мусковита.

Действительно, мусковит в пегматитах района оз. Нюк распространен широко, но за редкими исключениями развивается в виде мелкокристаллических агрегатов и деформированных кристаллов.

Мелкочешуйчатый мусковит замещает биотит в ксенолитах вмещающих пород с образованием вначале мусковито-биотитового, а затем мусковитового слюдита, переходящего в сростания типа кварц-мусковитового комплекса, к которому в одной из жил Мельгозерского участка наряду с обычными мелкими (0,5—2 см) приурочены и более крупные кристаллы, достигающие 10 см в плоскости спайности.

В периферических частях блоковых обособлений кварца и в пегматите пегматоидной структуры распространены также довольно крупные (до 18 см), но сильно деформированные, смятые или «ельчатые», таблитчатые и клиновидные кристаллы.

Более поздний тонкотаблитчатый и листоватый мусковит как бы выстилает плоскости трещин, иногда образует щетковидные сростки. Мелкочешуйчатая зеленоватая слюдка замещает турмалин, нередко образуя по этому минералу полные псевдоморфозы.

По данным работ Торловручейской партии СЗТУ, общее содержание мусковита, определенное по валовой пробе объема $2,3 \text{ м}^3$ на одной из жил Мельгозерского участка, составило $18,5 \text{ кг/м}^3$ при балансовом показателе $9,22 \frac{\text{кг/см}^2}{\text{м}^3}$. Обладая в целом удовлетворительными электротехническими характеристиками, мусковит этой жилы отличается очень низким выходом колотых подборов для производства слюдяных изделий и по этим показателям близок к мусковиту хетолабинского типа.

Биотит преимущественно встречается в виде беспорядочно ориентированных табличек, распространенных в краевых частях жил и мелких апофизах. Кроме того, в некоторых жилах он образует лейстовидные и пластинчатые кристаллы длиной более 10 см, которые часто приурочены к тем же трещинам, что и мусковит, так что возникают тесные сростания и прорастания обенх слюд.

К числу обычных, но неравномерно распределенных аксессуарив в пегматитах оз. Нюк относятся биотит, черный турмалин, гранат, апатит. Более редкими являются магнетит, пирит, флюорит, циркон, цитролит, гематит, лимонит, монацит, ксенотим, эпидот, хлорит. Спорадически в искусственных шлихах встречаются пирротин, халькопирит, молибденит, анатаз, рутил, ильменит, колумбит, ортит, сфен и роговая обманка.

Своеобразие и геохимическая неоднородность пегматитов района оз. Нюк выявляется по распределению в породообразующих минералах некоторых редких и рассеянных элементов (табл. 2).

Таблица 2

Содержание некоторых элементов в минералах пегматитов, %

Элементы	Микроклин		Плагиоклаз		Мусковит
	Мельгозеро	Нюкозеро	Мельгозеро	Нюкозеро	Мельгозеро
Литий (10^{-4})	$\frac{5-13}{6,3}$	$\frac{4-17}{6,8}$	—	—	$\frac{21-35}{27}$
Число определ.	6	5	—	—	3
Рубидий (10^{-4})	$\frac{106-299}{220}$	$\frac{370-2184}{757}$	—	—	$\frac{110-434}{311}$
Число определ.	6	5	—	—	3
Цезий (10^{-4})	Не обнар.	$\frac{2-55}{15}$	—	—	Следы— 16
Число определ.	6	5	—	—	3
Бериллий (10^{-4})	Следы	Следы — 3,2	$\frac{2,5-3,0}{2,6}$	8,4	$\frac{1-2}{1,7}$
Число определ.	9	4	4	1	3
Свинец (10^{-4})	$\frac{0,006-0,02}{0,011}$	$\frac{0,1-0,02}{0,015}$	$\frac{0,0027-0,007}{0,004}$	0,009	—
Число определ.	10	4	4	1	—
Галлий (10^{-4})	$\frac{10-23}{16}$	$\frac{13-42}{21}$	$\frac{16-21}{18}$	25	—
Число определ.	10	4	4	1	—
Ртуть (10^{-6})	$\frac{5,4-8,6}{7}$	$\frac{4,5-9,6}{7}$	—	—	1,45—6,8
Число определ.	16	4	—	—	2

Примечание: в числителе — пределы колебаний содержания элемента, в знаменателе — среднее арифметическое содержание.

По первым, пока еще предварительным данным, рубидий, цезий, бериллий пользуются большим распространением в пегматитах северного побережья оз. Нюк по сравнению с жилами Мельгозерского участка (табл. 2) и слюдоносными пегматитами северной Карелии (Геохимия, 1964). По содержанию рубидия в микроклине, превышающему 0,2%, пегматитовые жилы на северном берегу оз. Нюк приближаются к некоторым типам редкометальных пегматитов.

В результате проведенных исследований в пределах рассматриваемого района в общей сложности выявлено около ста пегматитовых жил, сконцентрированных, главным образом, в 5-ти кустах. Пегматито-

вые жилы этого района, как было сказано выше, в основном, развиты в породах двух толщ — в толще глиноземистых гнейсов (биотитовых, гранат-биотитовых, ставролит-кианитсодержащих и др. гнейсах) и в толще амфибол-биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов и сланцев. Но минералогический состав пегматитов, как отмечено выше, различный. Все слюдоносные жилы залегают в породах глиноземистой толщи, а в толще биотит-амфиболовых и других гнейсов развиты пегматитовые жилы, в основном, плагиомикроклинового состава без мусковита.

В результате проведенных исследований частично выяснено, что широко известные факторы, контролирующие размещение пегматитов и их мусковитовосность для беломорской серии, также применительны к породам рассматриваемого района. Такими факторами, установленными в результате изучения ряда промышленных слюдоносных районов (Чупино-Лоухского, Енского и др.) являются: стратиграфический, литологический, метаморфический, структурно-тектонический и магматический. Необходимо упомянуть, что большинство исследователей отмечает, что ни один из этих факторов сам по себе не определяет мусковитовосности пегматитовых жил. Только благоприятное сочетание их на том или другом участке могло привести к образованию месторождения мусковита. Ниже приводится краткое описание влияния вышеуказанных факторов на размещение и слюдоносность пегматитов рассматриваемого района.

Стратиграфическое положение рассматриваемого района (гимольская серия нижнего протерозоя) отличается от стратиграфического положения промышленно-слюдоносных районов северной Карелии и Кольского п-ова, сложенных, как известно, породами беломорской серии архея. Это определенным образом сказалось на минералого-геохимических особенностях пегматитов, распространенных на его территории. В отличие от районов Чупы и Ены, здесь развиты пегматиты, характеризующиеся наличием редкометальных минералов и худшей по качеству слюды. Этим определяется и возможная промышленная специализация пегматитов изученного района как комплексных месторождений — редкометально-мусковитовых или редкометально-керамических. Следует отметить, что пегматиты этой формации выявлены в Карелии сравнительно недавно, разведка их только начинается (месторождения Слюдяной Бор и Пиртима) и критерии для определения их промышленной ценности еще не разработаны. Пегматитовые жилы района распространены среди пород глиноземистой толщи (ставролит-кианит-гранат-биотитового состава) и толщи биотит-амфиболовых и амфибол-биотитовых гнейсов. Причем в зависимости от литологических особенностей вмещающих пород меняется минералогический состав пегматитовых жил. Так, среди пород ставролит-кианит-гранат-биотитового состава (глиноземистая толща) пегматитовые жилы имеют существенно плагиоклазовый состав. Главной геохимической особенностью пегматитов, развитых среди пород глиноземистой толщи, является существенно натриевая специализация, обуславливающая низкий модуль калия, который варьирует в пределах 0,6—2,3. Эти пегматиты являются мусковитовосными, в некоторых из них встречены кристаллы мусковита промышленных размеров и относительно хорошего качества. Площадь распространения этих пород составляет около 20 км². Наибольшее площадное развитие они имеют в районе к северу от оз. Челмозеро, к югу от оз. Нюк и к северо-западу от оз. Мельгозеро.

Среди амфиболсодержащих пород (толща биотит-амфиболовых и амфибол-биотитовых гнейсов) были отмечены пегматитовые жилы микроклин-плагиоклазового и плагиомикроклинового состава, не

содержащие мусковита. Эти пегматиты характеризуются более высоким модулем калия, достигающим 6,2. Породы этой толщи занимают площадь около 9 км², более половины этой площади (около 5 км²) приходится на район к югу от оз. Нюк.

Таким образом, влияние литологического фактора на формирование и минералогический состав пегматитов, развитых среди пород беломорской серии архея, действительно и для пород гимольской серии нижнего протерозоя.

Образование полостей, заполненных пегматитовым материалом, произошло во время ребольского этапа деформаций, что обусловило преимущественно субмеридиональную ориентировку жил. Широко и интенсивно проявленная складчатость селецкого этапа очень сильно зашифровала ранние структуры, что не позволяет выявить общую картину распространения пегматитов по отношению к ранним (ребольским) структурам.

Все выявленные участки пегматитовых жил приурочены к крыльям ранних (ребольских) структур (рис. 1). Пегматитовые жилы смяты складками второй генерации селецкого этапа и, кроме того, разбиты густой сетью трещин кливажа северо-западного направления. Все это отразилось на качестве мусковита, который нередко сильно деформирован. Особенно сильная деформация слюды наблюдается в пегматитовых жилах, расположенных вблизи замковых частей складок второй генерации.

Основная масса мусковитсодержащих пегматитов залегает среди гранат-биотитовых, с кианитом и ставролитом, плагиогнейсов, а также в амфибол-биотитовых, с гранатом и эпидотом, гнейсах. Главнейшие минеральные парагенезисы вмещающих пород относятся к амфиболитовой фации метаморфизма кианит-силлиманитового типа. Изучение метаморфизма оз. Нюк показало, что Р-Т условия регионального метаморфизма, по-видимому, не превышали средних ступеней амфиболитовой фации: Т до 625° и давление не более 8 кбар. Отсутствие реакционных взаимоотношений пегматитовых жил и вмещающих пород свидетельствует о равновесии термодинамических условий амфиболитовой фации для образования пегматитов.

Определенную роль в пегматитоносности района сыграли процессы ультраметаморфизма. Установлено, что на участках интенсивного проявления мигматизации и гранитообразования сохраняются единичные бесслюдные пегматитовые жилы, типичные для центральной части рассматриваемого района.

Анализ как количественного распределения пегматитовых жил, так и их минерализации, показал, что в пределах исследованной территории пегматитоносность и минералогический состав пегматитов определяются стратиграфическим, литологическим, структурно-тектоническим и метаморфическим факторами.

Преимущественным распространением пользуются согласные пегматитовые жилы, простирающие которых аналогично простираению вмещающих пород. Общее субмеридиональное простираение пород района обуславливает ориентировку большинства пегматитовых жил этого же направления. Размеры их колеблются в широких пределах. Наиболее крупные тела отмечаются на Челмозерском участке, где мощность одной из жил (№ 3) достигает 100 м, а протяженность по простираению более 170 м. Типичными в целом для района являются жилы с видимой мощностью до 10 м. Наибольшая концентрация пегматитовых жил приурочена к породам глиноземистой толщи и биотит-амфиболовым гнейсам.

Среди пород глиноземистой толщи, по литологическим особенностям являющихся благоприятными для формирования слюдоносных пегматитов, обнаружено несколько пегматитовых жил, содержащих кристаллы мусковита, по размерам удовлетворяющие требованиям промышленности. Глиноземистые гнейсы прослеживаются по всей территории района и за его пределами при мощности около 500 м. Это обстоятельство облегчает поиски еще не обнаруженных кустов пегматитовых жил, в том числе мусковитоносных.

Пегматитовые жилы и их кусты, расположенные среди толщи биотит-амфиболовых и амфибол-биотитовых гнейсов, характеризуются повышенным модулем калия и могут представлять значительный интерес как источники высококалийевого керамического сырья.

По содержанию элементов — геохимических индикаторов пегматитового процесса, пегматиты рассматриваемой территории приближаются к типу редкометальных. Хотя к настоящему времени в них и не выявлено промышленных концентраций минералов редких металлов, но такие геохимические черты этих пегматитов, как существенно натриевая специализация многих жил, повышенное содержание рубидия и цезия в калиевых минералах, а также специфичные минералогические особенности, выражающиеся в широком развитии процессов альбитизации и в присутствии чешуек розового мусковита (в одной из жил в районе Челмозера), позволяют считать рассматриваемые площади перспективными относительно возможного выявления здесь собственно редкометальных пегматитов.

В пользу редкометального оруденения исследованных пегматитов говорит, как уже отмечалось ранее, стратиграфический фактор. Пегматитовые жилы в районе Челмозера-Нюкозеро-Мельгозеро развиты, в отличие от Чупино-Лоухского района, в породах гимольской серии нижнего протерозоя, с которыми по всей западной Карелии связаны пегматиты мусковит-редкометальной специализации, образующие единую редкометальную зону.

Литература

1. Барканов И. В. Новые данные о редкометальном оруденении в Карелии.— В сб.: Состояние и перспективы расширения минерально-сырьевой базы Карелии. Петрозаводск, «Карелия», 1971.
2. Болдырев А. К. О морфологии, генезисе и классификации пертитов и других полевошпатовых сростаний в связи с изучением тигирецких берилловых пегматитов.— Тр.ЦНИГРИ, вып. 12, 1934.
3. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 1, М., «Наука», 1964.
4. Рыцк Н. Е., Никаноров А. С., Смирнов В. С., Бабошин В. А., Михайлов И. И. Геологические факторы контроля слюдоносных пегматитов. М., «Наука», 1972.
5. Стенарь М. М. Геология карельских образований зоны Хедозера—Большозеро—Кимасозеро (западная Карелия). Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. геол.-минерал. наук. Петрозаводск, 1964.
6. Шуркин К. А., Горлов Н. В., Салье М. Е., Дук Х. Л., Никитин Ю. В. Беломорский комплекс северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова.— Тр.ЛАГЕД, вып. 15, 1962.

ПЕТРОГРАФО-ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПРОДУКТИВНОСТЬ 10 и 11-го ГОРИЗОНТОВ ЧУПИНСКОЙ СВИТЫ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ МАЛИНОВАЯ ВАРАККА

Известно, что на месторождении Малиновая Варакка (и ряде других) 10 и 11-й горизонты чупинской свиты беломорид являются продуктивными на мусковитоносные пегматиты. Однако продуктивность их не одинакова, в чем легко убедиться, если сравнить слюдоносность (содержание слюды, выход промышленного сырья, его групповой состав и др.) пегматитовых жил, залегающих в 10-м горизонте, со слюдоносностью жил 11-го горизонта. Они существенно отличаются друг от друга.

Очевидно, что слюдоносность пегматитовых жил тем выше, чем больше продуктивность вмещающих эти жилы пород и поэтому относительные величины продуктивности, назовем их показателями продуктивности, в первом приближении могут быть количественно выражены через отношение средних содержаний слюды в жилах рассматриваемых горизонтов, если учесть, что другие параметры ослюдоения достаточно четко коррелируются с содержанием [1].

Для обоснованного прогноза слюдоносности открываемых или предполагаемых на больших глубинах пегматитовых жил представляет интерес попытка найти количественную зависимость показателей продуктивности литолого-стратиграфического горизонта от некоторых его особенностей, которые можно было бы выразить также количественно. Такими особенностями, по нашему мнению, являются: а) минеральный состав разновидностей пород, участвующих в строении разреза рассматриваемого горизонта; б) доля участия каждой из минеральных ассоциаций, выражаемая через отношение ее суммарной мощности к мощности рассматриваемого горизонта в целом; в) химические составы минеральных ассоциаций, участвующих в строении разреза горизонта; г) валовые химические составы горизонтов; д) отличия химизма обоих горизонтов друг от друга, могущие по существующим представлениям влиять на продуктивность вмещающих пород.

Рассмотреть указанные особенности с целью выявления зависимости от них показателей продуктивности стало возможным после проведенного авторами изучения данных буровых скважин, пройденных при разведке месторождения Малиновая Варакка, и использования опубликованных результатов [3] химических анализов минеральных ассоциаций из пород 10 и 11-го горизонтов. Так как попытка найти такую зависимость в количественном ее выражении предпринимается впервые, то естественно, она не претендует на большее, чем наметить пути для исследования этого вопроса в дальнейшем.

Породы десятого горизонта, согласно перекрывающего девятый горизонт, обнажены к юго-западу от месторождения в районе восточнее оз. Пастухова и северного берега Чупинской губы. В пределах месторождения они встречены в районе жилы № 11—39 и вскрыты буровыми скважинами в большом числе точек Северного и Южного участков

на глубинах от 50 до 300 м. На участке, условно называемом «Промежуточным», породы 10-го горизонта вскрыты в значительно меньшем числе точек и поэтому данные о глубине их залегания и мощности, относящиеся к этому участку, являются менее точными.

Среди пород 10-го горизонта наиболее распространенными являются серые мелко- и среднезернистые дистено-гранато-биотитовые гнейсы, переслаивающиеся с аплитовидными мусковитовыми, двуслюдяными и мусковитизированными дистено-гранато-биотитовыми гнейсами. Реже присутствуют гранито-гнейсы, образующие линзовидные тела.

Дистено-гранато-биотитовые гнейсы представляют собой мелкозернистую, плотную породу серого, темно-серого и ржаво-бурого цвета гнейсовидной текстуры. Эта порода чаще является равномернозернистой и лишена тонких прослоев лейкократового, аплитовидного материала.

Под микроскопом она обнаруживает гранобластовую, лепидогранобластовую или порфиробластовую структуры и следующий минеральный состав: плагиоклаз — 30—60% (до 70%), кварц — 20—25% (иногда до 30%), биотит — 10—20% (в шлифе № 1210 — 40%), гранат — от 0 до 8%, дистен — от единичных зерен до 10%, микроклин присутствует очень редко. Из вторичных минералов присутствует мусковит. Аксессуары представлены цирконом, реже ортитом, апатитом, рудным минералом.

Плагиоклаз (№ 22—35) образует крупные, изометричной формы индивиды, иногда с хорошо выраженными альбитовыми двойниками. Мелкие образования плагиоклаза и кварца располагаются в интерстициях между более крупными зернами плагиоклаза, биотита и кварца.

Кварц чаще всего ксеноморфен, иногда трещиноват, с волнистым угасанием, зерна его нередко группируются в агрегаты округлой или линзовидной формы, вытянутые по сланцеватости породы.

Биотит встречается в мелких листочках бурого и красно-бурого цвета или в более крупных табличках неправильной формы, часто с пятнами плеохроичных двори́ков.

Дистен чаще всего бесцветен, в мелких кристалликах или удлиненных зернах размером от 0,01 до 1 мм. Редко образует длиннопризматические кристаллы со спайностью по [100] в виде тонких трещин. Иногда наблюдаются полисинтетические двойники.

Гранат образует отдельные порфиробласты до 1—2 мм в поперечнике и чаще всего ассоциирует с биотитом. Мелкочешуйчатый мусковит развивается как по биотиту, так и по плагиоклазу (серичитизация).

Десятый горизонт по преобладанию в нем той или иной разности перечисленных выше пород на ряде участков расчленен более дробно — на три подгоризонта (снизу вверх): 10-а, 10-б, 10-в. Это расчленение носит условный характер, так как мощности подгоризонтов не выдерживаются, местами некоторые из разреза выпадают, в ряде мест подгоризонты вообще не могут быть выделены. Тем не менее описание пород, слагающих их, дает хорошее представление о составе и характере 10-го горизонта чупинской свиты в целом.

Подгоризонт 10-а представлен преимущественно аплитовидными разностями гнейсов, переслаивающихся и перемежающихся с темно-серыми (на поверхности — ржаво-бурыми) мелко- и среднезернистыми дистено-гранато-биотитовыми и гранато-биотитовыми, частично мусковитизированными гнейсами гнейсовидной текстуры. Количественные соотношения аплитовидных и гранато-биотитовых гнейсов непостоянны и колеблются в широких пределах с преобладанием первых над вторыми.

Подгоризонт 10-б представлен дистено-гранато-биотитовыми и гранато-биотитовыми гнейсами, локально мусковитизированными, средне-

и мелкозернистыми, участками пеллосчатой, но преимущественно гнейсовидной и неяснопеллосчатой текстур, темного, на поверхности ржаво-бурого цвета. Аплитовидные гнейсы присутствуют в подчиненном количестве, образуя мелкие линзы. Подсчет содержания аплитовидных гнейсов в составе подгоризонта 10-б, проведенный по документации скважин поискового профиля № 3, показал, что оно колеблется от 4 до 10%.

Подгоризонт 10-в представлен также дистено-гранато-биотитовыми и гранато-биотитовыми гнейсами, но без заметно проявленной мусковитизации и при значительно большем содержании аплитовидных гнейсов, которое в этом подгоризонте колеблется в пределах 35—50%.

Аплитовидные породы образуют в темно-серых гранато-биотитовых гнейсах раздваивающиеся и ветвящиеся пласты и линзы, иногда имеющие слабосекущие контакты. Эти породы обычно средне- и крупнозернистые, массивные или рассланцованные. Средний количественно-минеральный состав их такой: кварц — 20—30%, микроклин — 20—35%, плагиоклаз — (№ 23—30) — 40—60%, биотита — очень мало, мусковит — до 5%. Кроме того, в породе часто присутствуют единичные зерна граната, окруженные ореолом чешуек биотита. Для мелкозернистых аплитовидных пород характерен кварц в виде вытянутых зерен, ориентированных согласно со сланцеватостью. Главные породообразующие минералы аплитовидных пород и гранито-гнейсов мало чем отличаются друг от друга.

Мощность 10-го горизонта по данным буровых скважин колеблется в пределах от 40 до 200 м, составляя в среднем 180 м. Мощность пластов, линз и прослоев аплитовидных пород колеблется в широких пределах — от долей сантиметров до нескольких метров. На участках с небольшой мощностью 10-го горизонта большие мощности у тел аплитовидных пород также не отмечаются. Характерной особенностью 10-го горизонта является разлинзованность в нем аплитовидных пород.

Внутреннее строение 10-го горизонта и его средний, типовой, разрез показаны в табл. 1. Как видно из данных таблицы, 62,5% разреза 10-го горизонта составляют породы с относительно большим количеством граната дистена и биотита и 37,5% — лейкократовые аплитовидные гнейсы без дистена. Средняя истинная мощность слоев глиноземистых пород равна 4,6 м при среднем квадратичном отклонении, равном 4,5 и коэффициенте вариации — 99%. Средняя мощность пропластков аплитовидных гнейсов равна 2,8 м при среднем квадратичном отклонении — 2,1 м и коэффициенте вариации — 75%. Частота переслаивания (в пересчете на 100 м истинной мощности горизонта) составляет 27 слоев.

10-й горизонт на месторождении Малиновая Варакка представляет значительный интерес. В составе слагающих его пород большое место занимают, как это можно видеть из приведенных выше данных, продуктивные породы — гранато-биотитовые и дистено-гранато-биотитовые гнейсы. Локально проявленная мусковитизация их, а также присутствие мусковита во всех аплитовидных разностях гнейсов говорят о том, что в породах этого горизонта существовали благоприятные физико-химические условия для процессов мусковитобразования. Очевидно, главной причиной этого была достаточно высокая суммарная глиноземистость пород горизонта, несмотря на значительное содержание в нем аплитовидных гнейсов. Естественно ожидать, что пегматитовые жилы благоприятных субмеридиональных простираний, залегающие в породах 10-го горизонта, также в той или иной степени являются мусковитоносными.

Пегматитовые жилы, залегающие в породах 10-го горизонта, существенно отличаются от «обычных» жил Малиновой Варакки, которые

Типовой разрез 10-го горизонта

№ слоев сверху вниз	Истинные мощности слоев или пластов, м			
	гранато-биотитовые гнейсы (Кв-Пл-Гр-Би)	апплятоидные мусковитовые гнейсы с гранатом и биотитом (Кв-Пл-Гр-Би-Му)	дистено-гранато-биотитовые гнейсы (Кв-Пл-Гр-Би-Ки)	мусковитизированные дистено-гранато-биотитовые гнейсы (Кв-Пл-Гр-Би-Ки-Му)
1	—	7,57	—	—
2	—	—	—	16,90
3	—	1,04	—	—
4	—	—	8,81	—
5	—	6,37	—	—
6	—	—	3,70	—
7	—	2,37	—	—
8	—	—	4,36	—
9	—	5,04	—	—
10	—	—	2,14	—
11	—	3,44	—	—
12	0,91	—	—	—
13	—	2,76	—	—
14	2,73	—	—	—
15	—	0,85	—	—
16	—	—	0,84	—
17	—	4,94	—	—
18	—	—	—	3,54
19	—	1,04	—	—
20	—	—	—	0,58
21	—	1,27	—	—
22	—	—	0,49	—
23	—	0,75	—	—
24	—	—	3,25	—
25	—	2,28	—	—
26	—	—	3,38	—
27	—	1,88	—	—
28	—	—	13,36	—
29	—	2,21	—	—
30	—	—	4,42	—
31	—	1,98	—	—
32	—	—	6,08	—
33	—	0,88	—	—
34	—	—	2,37	—
Суммарные мощности	3,64	46,67	53,20	21,02

залегают в породах 11-го горизонта и которые долгое время были основными объектами эксплуатации. Жилы 10-го горизонта характеризуются более низкими средними содержаниями забойного и промышленного сырца ($10-25$ и $2-6$ кг/м³) и более низкими балансовыми показателями ($8-30 \frac{\text{кг} \cdot \text{см}^2}{\text{м}^3}$), но имеют значительно большие длину и мощность, большие объемы жильной массы и большие запасы мусковита.

Неоднородность состава горизонта обуславливает неодинаковую слюдоносность залегающих в нем пегматитовых жил. Так, жилы № 185, 154-а, 192 и др., залегающие в менее глиноземистой части разреза 10-го горизонта, показывают бедное ослождение, в то время как жилы № 183 и 11-39, залегающие вблизи от дистенсодержащих гнейсов,

значительно богаче слюдой. Состав непосредственно вмещающих жилы пород сказывается и на составе пегматита. Там, где жилы № 185 и 171 залегают в аплитовидных породах, они сложены пегматитом плагиоклазо-микроклинового состава. При переходе этих жил по простиранию в плагиоклазовые гранато-биотитовые гнейсы состав пегматита меняется на плагиоклазовый. Обращают на себя внимание и некоторые морфологические особенности жил, залегающих в породах 10-го горизонта, связанные с особенностями состава вмещающих пород. Так, изучение контактов жилы № 183 показало, что при залегании ее в аплитовидных породах контакты жилы неровные, извилистые, от жилы отходят пластовые и пластово-секущие апофизы, «карманы», «заливы», «языки» и т. п. Наоборот, контакты жилы с мелкозернистыми биотитовыми

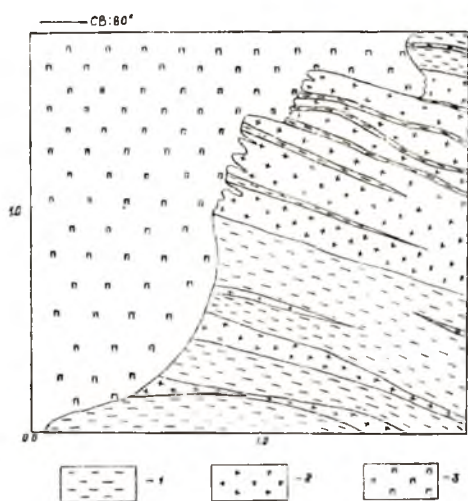


Рис. 1. Влияние особенностей боковых пород на характер контакта пегматитовой жилы. Жила № 183, орт. № 185, северная стенка.

1 — мелкозернистый гранато-биотитовый гнейс, 2 — аплитовидный мусковитизированный гнейс, 3 — пегматит.

и гранато-биотитовыми гнейсами ровные, четкие, почти прямолинейные (рис. 1).

Таким образом, устанавливаются специфические особенности строения 10-го горизонта, с которым связаны морфометрические особенности залегающих в породах этого горизонта пегматитовых жил, особенности внутреннего строения этих жил и количественные показатели их ослождения. Ниже будут показаны и отличия химического валового состава блока пород, слагающих 10-й горизонт, от химического состава блока пород 11-го горизонта.

Распространение на месторождении Малиновая Варакка пород 11-го горизонта, особенно хорошо обнаженных на Южном участке, совпадает с положением зоны жил субмеридиональных простираний — главной жильной зоны месторождения. Севернее положение этих пород смещено относительно жильной зоны несколько к востоку. Таким образом, на Северном участке западная часть жильной зоны у поверхности проходит по породам 10-го горизонта, тяготеющим к его кровле, а центральная и восточная ее части — по породам 11-го горизонта.

В строении 11-го горизонта главное значение имеют две разновидности дистено-гранато-биотитовых гнейсов: среднезернистые четко-полосчатые, являющиеся преобладающей разновидностью в горизонте, и мелко- и среднезернистые гнейсы слабополосчатой и гнейсовидной текстур, залегающие в виде небольших выклинивающихся пластовых тел и линз неправильной формы.

Обе текстурные разновидности этих гнейсов содержат в качестве главных породообразующих минералов плагиоклаз (№ 28—35)—20, кварц—20—30 и биотит—10—40%, обычно плеохроирующий в бурокрасных тонах. Содержание дистена и малинового граната весьма неравномерное и колеблется от 2 до 10%. Второстепенное значение имеют мусковит и рудный минерал. Аксессуары представлены рутилом, цирконом, апатитом, турмалином. Структура породы лепидогранобластовая, гранобластовая или порфиробластовая. Дистен обычно образует линейно вытянутые кристаллы размером от 0,01 до 5—6 мм. В гранате часты включения рутила и дистена.

Среди дистено-гранато-биотитовых гнейсов залегают различные по размерам линзы мелкозернистых гранато-биотитовых гнейсов, обычно сопровождающихся аплитовидными породами и биотитовыми гранито-гнейсами. Примером является крупная и мощная линза, выделенная на Северном участке в качестве подгоризонта 11-а. Подобные же линзы, но меньших размеров, отмечаются также и на Южном участке месторождения.

В целом 11-й горизонт характеризуется сравнительно небольшим содержанием в нем аплитовидных пород. Просмотр керна и геологической документации по девяти буровым скважинам, пройденным по породам 11-го горизонта на Северном участке в разрезе 3, показал, что лишь в одной из них (скваж. № 577) оно достигло 20% от всего интервала, пробуренного по этим породам. Среднее же содержание здесь аплитовидных пород в горизонте составляет всего 5%.

Строение и типовой разрез 11-го горизонта на Южном участке месторождения приводится в табл. 2. Как видно из этой таблицы, 99,5% разреза 11-го горизонта составляют высокоглиноземистые дистенсодержащие породы. Средняя истинная мощность пластов дистенсодержащих гнейсов равна 10 м при среднем квадратичном отклонении, равном 12,5 м, что соответствует коэффициенту вариации, равному 125%. Средняя истинная мощность пропластков аплитовидных гнейсов значительно (более чем в 200 раз) меньше и колебания ее несущественны.

Расчет валовых химических составов для блоков пород, соответствующих 10 и 11-му горизонтам, может быть произведен с учетом, во-первых, химических составов образующих их минеральных ассоциаций, данные о которых заимствованы из работы Ю. В. Нагайцева и В. И. Лебедева [3] и приведены в табл. 3, и, во-вторых, суммарных мощностей соответствующих этим ассоциациям пород в пределах рассматриваемого горизонта. Для этого используются следующие формулы, обычные при вычислении содержаний какого-либо компонента средневзвешенным способом, что делается в тех случаях, когда как содержания, так и мощности составляющих подсчетный блок разновидностей пород существенно отличаются друг от друга.

$$C_{10} = \frac{a \cdot b + b \cdot r + d \cdot e + ж \cdot и}{b + r + e + и} \quad (1)$$

$$C_{11} = \frac{b \cdot k + d \cdot л + ж \cdot м}{k + л + м} \quad (2)$$

Таблица 2

Типовой разрез 11-го горизонта

№ слоев сверху вниз	Истинные мощности слоев и пластов, м			
	мусковитовые аплитовидные гнейсы с грана- том и биотитом (Кв-Пл-Гр- Би-Му)	дистено-гранато-биотитовые гнейсы (Кв-Пл-Гр-Би-Ки)		мусковитизи- рованные дистено-грана- то-биотитовые гнейсы (Кв-Пл- Гр-Би-Ки-Му)
		крупнозернис- тые рассланцо- ванные	среднезернис- тые гнейсовид- ной текстуры	
1	—	—	1,88	—
2	0,05	—	—	—
3	—	—	6,96	—
4	0,15	—	—	—
5	—	43,36	—	—
6	—	—	—	3,61
7	—	—	3,84	—
8	0,26	—	—	—
9	—	14,17	—	—
10	—	—	6,18	—
11	—	—	—	0,36
12	—	—	7,02	—
13	—	12,77	—	—
Суммарные мощности	0,46	96,18	—	3,97

Таблица 3

Средний химический состав гнейсов 10 и 11-го горизонтов чупинской свиты,
рудник Малиновая Варакка (по Ю. В. Нагайцеву и В. И. Лебедеву)

Окислы	Кв-Пл-Гр-Би (14 проб)	Кв-Пл-Гр-Би-Му (20 проб)	Кв-Пл-Гр-Би-Ки (59 проб)	Кв-Пл-Гр-Би-Ки- Му (57 проб)
SiO ₂	65,42	66,44	62,90	62,45
TiO ₂	0,70	0,62	0,79	0,69
Al ₂ O ₃	15,66	15,22	16,76	17,92
Fe ₂ O ₃	0,57	0,84	1,00	1,00
FeO	5,10	4,25	6,09	5,83
MnO	0,22	0,20	0,19	0,15
MgO	3,38	2,79	3,75	3,39
CaO	2,40	2,55	2,44	2,13
Na ₂ O	3,15	3,21	2,59	2,78
K ₂ O	2,28	2,71	2,46	2,71
P ₂ O ₅	0,23	0,17	0,20	0,22
п.п.п.	0,93	0,89	0,84	1,04
H ₂ O	0,22	0,38	0,20	0,26
Сумма	100,26	100,27	100,21	100,57
f, мол. %	45,8	46,1	47,8	49,1

По формуле (1) определяются содержания окислов в весовых процентах для блока пород, составляющих 10-й горизонт чупинской свиты. Разновидности пород (табл. 1), составляющих 10-й горизонт, соответствуют ассоциациям, для которых приводятся химические составы в табл. 3 по Нагайцеву и Лебедеву [3].

В формуле (1) приняты следующие обозначения:

C_{10} — валовое содержание какого-либо окисла в блоке пород 10-го горизонта,

а — содержание этого окисла в ассоциации Кв-Пл-Гр-Би (первая ассоциация),

в — то же самое в ассоциации Кв-Пл-Гр-Би-Му (вторая ассоциация),

д — то же самое в ассоциации Кв-Пл-Гр-Би-Ки (третья ассоциация),

ж — то же самое в ассоциации Кв-Пл-Гр-Би-Ки-Му (четвертая ассоциация),

б — суммарная мощность пород первой ассоциации в 10-м горизонте,

г — то же самое для второй ассоциации,

е — то же самое для третьей ассоциации,

и — то же самое для четвертой ассоциации.

В формуле (2), аналогичной формуле (1), — C_{11} — валовое содержание какого-либо окисла в блоке пород 11-го горизонта.

Обозначения для содержаний этого же окисла в ассоциациях (или разновидностях пород) те же, что и в формуле (1), т. е. качественно ассоциации в 11-м горизонте такие же, как и в 10-м, за исключением первой, не выделяемой нами в 11-м горизонте, как не образующей в нем самостоятельных слоев. Количественные же отношения ассоциаций в 11-м горизонте иные, что выражается, как и в 10-м горизонте, значениями суммарных мощностей каждой из них. Последние для 11-го горизонта в формуле (2) обозначаются:

к — суммарная мощность пород второй ассоциации в 11-м горизонте,

л — то же самое для третьей ассоциации,

м — то же самое для четвертой ассоциации.

Вычисленные указанным способом валовые химические составы отдельно для блоков пород, составляющих 10 и 11-й горизонты чупинской свиты, приводятся в табл. 4.

Таблица 4

Валовый химический состав блоков пород 10 и 11-го горизонтов

Горизонт	Содержание окислов в блоках пород											
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п. п. п.
10	64,22	0,71	16,35	0,92	5,25	0,19	3,32	2,43	2,79	2,59	0,19	0,90
11	62,90	0,78	16,80	1,00	6,07	0,19	3,73	2,43	2,60	2,47	0,20	0,85

Как следует из данных таблицы, различия химизма 10 и 11-го горизонтов заключаются в том, что 10-й горизонт несколько богаче 11-го кремнеземом и щелочами, но беднее титаном, глиноземом, железом, магнием и фосфором. Показатели железистости, частной и общей, очень близки для обоих горизонтов и соответственно равны:

$f=47,1$ и $F=49,1$ — (10-й горизонт),

$f=47,5$ и $F=49,2$ — (11-й горизонт).

Показатель же глиноземистости $A = \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ существенно отличается для блока пород 10-го горизонта по сравнению с 11-м горизонтом. Для 10-го горизонта он равен 43, а для 11-го — 53. В литературе ранее отмечалось [2, 4], что наиболее существенными химическими факторами, влияющими на продуктивность вмещающих пегматитовые жилы пород, являются их глиноземистость, положительно сказывающаяся на слюдоносности жил, и содержание окиси калия, повышенное значение которого сказывается отрицательно. В качестве рабочей гипотезы может быть предложено количественно выражать

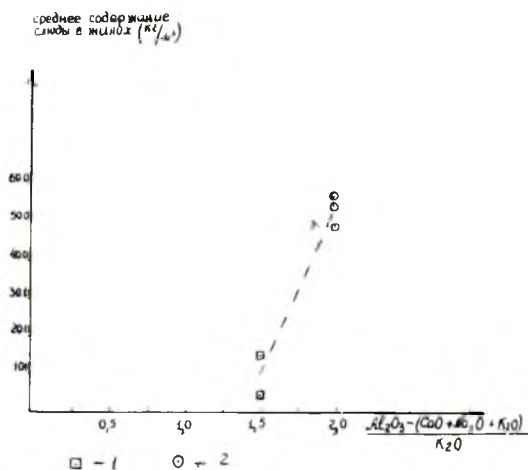


Рис. 2. График зависимости ослюденения пегматитовых жил благоприятных простираций от продуктивности блока вмещающих пород (литолого-стратиграфического горизонта). Продуктивность =

$$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})}{\text{K}_2\text{O}} \text{ (в мол. кол.)}$$

1 — точка, соответствующая среднему содержанию слюды в жилах, залегающих в 10-м горизонте. 2 — то же самое для 11-го горизонта.

продуктивность вмещающих пород в блоке, по своей мощности соизмеримом с параметрами залегающих в нем жил, через отношение показателя глиноземистости — A к молекулярному количеству окиси калия, характеризующих этот блок в целом. В рассматриваемом случае это будут блоки пород, слагающих 10 и 11-й горизонты. Показатель продуктивности 10-го горизонта, вычисленный указанным способом, равен 1,5, а 11-го горизонта — 2,0.

Графически зависимость между слюдоносностью пегматитовых жил (благоприятных для данной жильной зоны простираний), выраженной в среднем содержании слюды забойного сырца, и показателем продуктивности блока пород, вмещающего эти жи-

лы, показана на рис. 2. Необходимо еще раз оговориться, что этот вывод является предварительным и имеет целью привлечь внимание исследователей и геологов-разведчиков к предложенному варианту решения вопроса в качестве одного из возможных.

Литература

1. Алексеев Б. Я. Геологические предпосылки совершенствования методики разведки месторождений мусковита Карелии. (Автореферат кандидатской диссертации). Петрозаводск, 1970.
2. Бунтин Г. Н. О генезисе мусковитовых пегматитов северной Карелии.— Уч. зап. ЛГУ. Серия геол. почв. наук, № 9, 1940.
3. Нагайцев Ю. В., Лебедев В. И. К минералогии и геохимии глиноземистых гнейсов Беломорского комплекса (Чупино-Лоухского района).— Вестник Ленинградского университета, № 18, вып. 3, 1971.
4. Никитин В. Д. К генезису мусковитовых пегматитов Карелии.— Зап. Всесоюзного минералогич. общества. Ч. 79, № 4, Л., 1950.

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ АМФИБОЛИТОВ ИЗ РАЗРЕЗА БЕЛОМОРИД ЧУПИНСКОГО РАЙОНА

До настоящего времени вопрос о геологической структуре Чупинского района и о стратиграфических взаимоотношениях пород, составляющих его разрез, является дискуссионным. Одной из главных причин этого может быть неодинаковая степень детальности геологического изучения различных подразделений разреза и, таким образом, отсутствие одинакового по представительности материала для сопоставления их. Для получения геологических данных, одинаково представительных как по детальности изучения, так и по единству методики его, автором в течение ряда лет проводятся работы по детальному геологическому и петрографо-петрохимическому изучению разреза беломорид в Чупинском районе. В настоящей статье излагаются их предварительные результаты, относящиеся к амфиболитам, принимающим участие в строении разрезов западной и котозерской свит*, каждая из которых расчленяется на три подсвиты: нижнюю, среднюю и верхнюю.

Амфиболиты в разрезе беломорид представляют особый интерес по ряду причин. Они присутствуют во всех составляющих его свитах, но в различных количествах, что позволяет или предполагать изменения режима осадконакопления в связи с различной известковистостью первичных осадков, или же судить о различной интенсивности проявлений основного и ультраосновного магматизма. Сопоставление петрографических и петрохимических особенностей амфиболитов и их положения в разрезах котозерской и хетоламбинской свит, в строении которых они играют существенную роль, важно для решения вопроса о возможности корреляции этих свит. Амфиболиты при детальных геологических исследованиях могут в ряде случаев служить в качестве локальных маркирующих горизонтов, что облегчает расшифровку деталей структурного и стратиграфического характера. И, наконец, насыщенность амфиболитами разреза пород, вмещающих пегматиты, отрицательно сказывается на слюдоносности последних.

Указанные причины побудили автора к изложению результатов исследования наименее изученных до настоящего времени амфиболитов западной и котозерской свит. Среди амфиболитов, распространенных на изученной части района в пределах развития пород этих двух свит, выделяются две разновозрастные группы:

а) раннеорогенные [10] амфиболиты, развивающиеся по основным и ультраосновным породам, слагающие чаще всего краевые части образующих этими породами тел и характеризующиеся взаимопереходами их друг в друга, наблюдаемыми визуально или в шлифах; образование

* Наименование свит дается в соответствии с пятичленной стратиграфической схемой, предложенной Е. П. Чуйкиной.

этой группы амфиболитов по породам магматическим сомнения не вызывает; б) доорогенные амфиболиты, образующие согласные межпластовые тела, массивы, будины или линзы, в которых не сохранилось ни реликтов, ни каких-либо других признаков исходных пород, что лишает возможности судить об их происхождении на основании только одних геологических наблюдений.

Тонкозернистые или скрытокристаллические амфиболиты фишашково-зеленого цвета, образующие секущие посторогенные дайки, здесь не рассматриваются.

Раннеорогенные амфиболиты

Все изучавшиеся массивы основных и ультраосновных пород в разной степени изменены и частично или полностью превращены в амфиболиты. В большинстве случаев сохраняются неизменными или слабо измененными породы лишь в центральных частях массивов, а по направлению к периферии они все более и более изменены и в краевых частях полностью превращены в амфиболиты. В подобных случаях в них наблюдаются реликтовые участки исходных пород или сохранившиеся реликтовые структуры последних. Видимо, здесь главную, определяющую роль играл не региональный метаморфизм, влияние которого, очевидно, носит наложенный характер, а различно проявленные эндоконтактные изменения внутри интрузивных тел.

В пределах западной свиты, а также в нижней части котозерской свиты амфиболиты этой возрастной группы не встречаются. Появление их в разрезе наблюдается лишь в верхах средней подсвиты котозерской свиты, весьма широко они распространены в верхней ее подсвите вблизи контакта с чупинской свитой. В этих амфиболитах отчетливо наблюдаются все переходные разновидности от исходных основных пород (габбро-норитов) до различного рода плагиоклазовых, скаполитовых, пироксен-гранатовых, эпидот-пироксеновых, гранатовых амфиболитов с отчетливо сохранившимися реликтовыми габбро-офитовой или друзитовой структурами. Определенной закономерности в распределении этих разновидностей не замечается. При изучении одного, достаточно крупного массива (в районе к востоку от горы Турков Варак) они наблюдались во всем их многообразии, в то время как в эндоконтактной зоне мелких тел часто устанавливалась только одна какая-либо из них (обн. 76—3 к западу от оз. Верхнее Рассохово). Мощности их варьируют от единиц до десятков метров.

Для амфиболитов, развивающихся по основным породам, характерны гранобластовые или гранонематобластовые, участками пойкилобластовая или катакластическая структуры и следующий минеральный состав: амфибол — 33,2—70%, плагиоклаз — 39—50, пироксен — от ед. зерен до 15, гранат — 0—16,4, эпидот — 0—8, кварц до 2, скаполит — 2—15%.

Примеры количественно-минералогического состава амфиболитов из краевых частей габбро-норитовых массивов приводятся в табл. 1.

Амфибол (обыкновенная роговая обманка) обычно бледно-зеленая со слабовыраженным плеохроизмом ($c: Ng = 11-25^\circ$, $2V = -82-86^\circ$ $Ng' = 1,690-1,659$; $Np' = 1,669-1,637$) часто катаклазированная с волнистым угасанием.

Плагиоклаз — андезин № 30—45, обычно в неравномернозернистых ксенобластических образованиях или в скоплениях изометричных зерен, часто волнистоугасающий, содержащий пойкилобласты амфибола или новообразования плагиоклаза; замещается соссюритом или (по трещинам) скаполитом. Кроме вышеуказанных форм, плагиоклаз сохраняется

Количественно-минералогический состав амфиболитов из краевых массивов основных пород

№ шлифа	Плагноклаз	Амфибол	Пироксен	Гранат	Скаполит	Биотит	Кварц	Аксессуары
2682—7	37,89 (№ 42)	59,17	—	—	2,17	—	—	0,76
2500	25 (№ 56)	59,0	—	—	15	—	—	1,0
2509—2	33,3 (№ 45)	33,2	15,0	16,04	—	1,8	—	Ед. зн.
2552—3	41,2 (№ 56)	50,0	4,2	7,2	—	—	—	Ед. зн.
2552—2	37,2 (№ 44)	58,5	—	—	—	—	2,0	2,1

в широких таблицах или длиннопризматических идиоморфных кристаллах с тонким полисинтетическим двойникованием. По составу отвечает лабрадору № 50—55, который по периферии замещается мелкозернистым агрегатом плагноклаза.

Пироксен (моноклинный и ромбический) характерен для некоторых разновидностей амфиболитов, присутствует в виде реликтовых зерен, заполненных и окруженных амфиболом, представлен обычно диопсидом (опт +, $2V=60^\circ$, $c:N_g=43-48^\circ$) или авгитом ($c:N_p=56^\circ$, $2V=+58-60^\circ$) и энстатитом (опт +). Гранат образует различные по величине (0,1—1,0 мм) округлые порфиробласты, распределен в породе неравномерно, часто содержит включения плагноклаза и амфибола. Скаполит развивается по трещинам в плагноклазе или замещает (иногда целиком) последний с периферии. Биотит носит обычно вторичный характер, развиваясь по амфиболу, и присутствует почти постоянно, образуя бурые пластинки или неправильной формы индивиды. Эпидот развивается чаще всего по амфиболу; в породе обычно в ассоциации с ортитом. Акцессорные минералы почти постоянны и представлены апатитом, рудным минералом, сфеном и ортитом.

Доорогенные амфиболиты

Как уже указывалось, тела, образуемые доорогенными амфиболитами, представлены тремя морфологическими типами: крупные пластообразные тела и прослои; крупные изолированные массивы; линзовидные тела и будины различных размеров.

Отметим некоторые особенности доорогенных амфиболитов в зависимости от принадлежности слагаемых ими тел к тому или иному морфологическому типу.

1. Амфиболиты, образующие самостоятельные прослои и пластообразные тела, залегают обычно согласно с вмещающими гнейсами, по простиранию прослеживаются на значительные расстояния и представлены двумя петрографическими разновидностями: плагноклазовыми и, главным образом, гранатовыми амфиболитами.

На изученной площади подобного рода образования встречены лишь в котозерской свите, при этом появление их в разрезе отмечается, начиная с верхней части нижней подсвиты, где они образуют пласт амфиболитов мощностью до 25 м, залегающих среди гранат-биотитовых и ржаво-бурых биотитовых гнейсов (в 4 км к З-ЮЗ от оз. Верхнее Рассохово). В низах разреза средней подсвиты (гора Турков Варак) отмечается пласт гранатовых амфиболитов мощностью до 75 м, залегающих на эпидот-амфибол-биотитовых гнейсах с микроклином и перекрывающихся интенсивно рассланцованными ультраосновными породами.

Несколько восточнее и выше по разрезу, среди лейкократовых светло-серых биотитовых гнейсов с гранатом и серых амфибол-биотитовых гнейсов наблюдается пласт плагиоклазовых амфиболитов мощностью до 30 м.

В верхней подсвите котозерской свиты (к З-ЮЗ от линии железной дороги в 1 км южнее р. Мельничная) среди лейкократовых грубослоистых биотитовых гнейсов изучены два горизонта гранатовых амфиболитов мощностью до 15 м.

Гранатовые амфиболиты представлены обычно темно-зелеными до черного цвета средне-крупнозернистыми разностями (количественный состав амфиболитов дан в табл. 2), массивными, иногда груборассланцованными, часто пересечены разноориентированными прожилками кварц-плагиоклазового состава и содержат наряду с мелкозернистым гранатом крупные порфиробласты его (до 1,5 см в поперечнике) сургучно-красного цвета.

Таблица 2

Количественно-минералогический состав гранатовых и плагиоклазовых амфиболитов

№ шлифа	Плагиоклаз	Амфибол	Гранат	Кварц	Аксессуары	Вторичные
2537—1	41,7 (№ 40)	51,7	5,7	—	0,7	0,02
2559—1	31,7 (№ 40)	55,8	4,8	—	4,6 (сфен-магнетит)	3,1
2526—1	57,5 (№ 40—42)	35,1	—	7,4	Ед. зн.	Ед. зн.
2675	61,82 (№ 34)	30,42	—	—	Ед. зн.	7,25

Плагиоклазовые амфиболиты обычно мелко- и среднезернистые, редко крупнозернистые, массивные или сланцеватые, серовато-зеленого, зеленого или темно-зеленого цвета. Роговая обманка в них бледно-зеленая, слабо плеохроирующая (в то время как в гранатовых амфиболитах она густо- или ярко-зеленого цвета и интенсивно плеохроирует от желтовато-зеленой по N_p до темно-зеленой по N_g).

2. Амфиболиты, слагающие крупные, не прослеживающиеся по простиранию, массивы, пользуются сравнительно ограниченным распространением и наблюдались лишь в пределах котозерской свиты, а именно — в верхней части разреза средней подсвиты (горы Улитина) и в верхней части нижней подсвиты (р-н оз. Верх. Котозера).

Наиболее крупным является массив амфиболитов горы Улитиной площадью около 0,3 км², структурно приуроченный к ядру синклинальной складки северо-восточного простирания, залегающих среди серых эпидот-биотитовых гнейсов с амфиболом и скаполитом.

Зона эндоконтакта массива сложена более крупнозернистыми разностями плагиоклазового амфиболита с бледно-зеленой роговой обманкой ($c:N_g = 13-14^\circ$, $2V_{N_p} = 85^\circ$), образующей ксенобластические зерна, промежутки между которыми выполнены нацело серицитизированным или скаполитизированным плагиоклазом. (Плагиоклаз — андезин № 40—42). В центральной части массива преобладают мелко-среднезернистые массивные или несколько рассланцованные и пронизанные прожилками кварц-плагиоклазового состава гранатовые амфиболиты, в которых гранат в виде мелких зерен равномерно распределен по всей массе породы. В крупных зернах граната отмечаются мелкие включения магнетита, плагиоклаза и амфибола. В отличие от амфиболитов зоны эндоконтакта для амфиболитов центральной части массива харак-

герна роговая обманка (размер зерен до 1 мм), плеохроирующая от зеленого по Np до густо-зеленого (травяно-зеленого) по Ng (с:Ng=17—21, $2V_{Np}=49—55^\circ$, $Ng'=1,710$; $Np'=1,685$), ассоциирующая обычно с гранатом или сфеном и магнетитом. Плагноклаз здесь более свежий и представлен андезином № 33.

Меньший по площади (0,15 км²) массив, сложенный также гранатовыми и плагноклазовыми разностями амфиболитов, находится севернее западной оконечности оз. Верхнее Котозеро и приурочен к верхам нижней подсвиты котозерской свиты.

Плагноклазовые разности амфиболитов в этом массиве занимают подчиненное положение. Отмечались они лишь в лежащем боку массива и в зоне всячего контакта, но на некотором удалении от него, где их мощность не превышает 5 м. Остальную часть его, мощностью до 295 м, составляют гранатовые амфиболиты, которые согласно перекрываются эпидот-амфибол-биотитовыми гнейсами с микроклином. Для плагноклазовых амфиболитов массива характерны желтовато-зеленая обыкновенная роговая обманка ($2V_{Np}=79$) и интенсивно серицитизированный плагноклаз (андезин № 30). Структура породы — типичная для амфиболитов — равномернозернистая, гранобластовая с размером зерен 0,3—0,8 мм. В гранатовых разностях амфибол, как и в массиве горы Улитной, представлен ярко-зеленой роговой обманкой ($2V_{Np}=60$, $Ng'=1,706$, $Np'=1,682$), находящейся в ассоциации со сфеном и магнетитом.

Сфен в породе образует как мелкие включения в амфиболе, разбивающиеся по трещинам спайности, так и скопления в виде бесформенных масс размером до 0,3 мм, окаймляющие амфибол, и носит явно вторичный характер. В то же время сфен наблюдается и в ассоциации с рудным минералом — титаномagnetитом или ильменитом. Подобные ассоциации и характер залегания (крупные обособленные массивы) могут указывать на первично интрузивный характер пород, хотя в них, так же как и в амфиболитах пластовых тел нигде не наблюдались реликтовые структуры интрузивных пород или реликтовый пироксен. В отличие от ортоамфиболитов первой возрастной группы данные породы характеризуются низкой основностью плагноклаза: андезин № 30—33 (макс. 42).

В табл. 3 приводится количественно-минералогический состав амфиболитов из описанных массивов.

Таблица 3

Количественно-минералогический состав амфиболитов из массивов

№ шлифа	Плагноклаз	Амфибол	Гранат	Аксессуары	Кварц
2671—5	35,1 (№ 30)	49,2	13,6	4,8	—
99—4	24,3 (№ 33)	67,4	—	Ед. зн.	7,3
99—1	25,5 (№ 33)	63,3	6,8	4,3	0,1

3. Амфиболиты, слагающие линзы и будины, широко распространены в пределах рассматриваемой площади. В отличие от вышеописанных, эти амфиболиты принимают участие в строении разрезов не только котозерской, но и западной свиты. В последней они отмечены в верхах разреза нижней подсвиты (р-н оз. Леэт), где среди микроклин-биотитовых гнейсов и гранито-гнейсов образуют линзы мощ-

ностью от 2 см до 2,5—15 м при длине от 10 см до 115 м. Сложены линзы темно-зелеными мелкозернистыми, чаще всего массивными полевошпатовыми амфиболитами, содержащими в своем составе до 10% рудного компонента (магнетита, реже сульфидов) в ассоциации с ярко-зеленой роговой обманкой и бурым вторичным биотитом. По характеру главных пороодообразующих минералов эти породы аналогичны амфиболитам массивов и пластовых тел.

В разрезе котозерской свиты подобные образования распространены неравномерно. В низах нижней подсвиты устанавливается наличие мелких тел (разрез б—к западу от оз. Верхнее Рассохово), сложенных, как правило, мономинеральными или содержащими ничтожное количество других минералов, кроме амфибола, амфиболитами, характеризующимися следующими особенностями: размеры тел ограничиваются несколькими сантиметрами, иногда до долей сантиметра; в отличие от обычных линзовидных и будинных тел, мелкие тела амфиболитов имеют неправильную форму, с неровной краевой линией, зазубренностью ее; тела этих амфиболитов располагаются группами, в которых среди относительно крупных образований расположены более мелкие, вплоть до исчезающе мелких отдельных зерен или агрегатов амфибола; вытянутость скоплений таких тел, в общем, совпадает с простираанием вмещающих их чаще всего лейкократовых биотитовых гнейсов.

Представляется, что это реликты наиболее древних амфиболитов, первоначально залегающих в виде самостоятельных прослоев, затем будинированных до микробудин и в значительной степени ассимилированных при ультраметаморфизме.

В этой же части разреза нижней подсвиты (р-н оз. Нижнее Котозеро — южный берег) среди амфиболсодержащих гнейсов отмечаются также единичные линзы (размером до 25×40 см) амфибол-биотит-эпидотовых амфиболитов с микроклином. Количество их становится несколько больше в верхах разреза нижней подсвиты (р-н сев. берега западной оконечности оз. Нижнее Котозеро), где размеры линз колеблются уже от десятков сантиметров до 10—15 м. Представлены они как пироксенсодержащими, так и мономинеральными амфиболитами, залегающими в массивных крупнозернистых амфиболсодержащих эпидот-биотитовых и микроклин-биотитовых гнейсах и гранито-гнейсах.

Значительное распространение подобных образований устанавливается в верхах средней подсвиты и особенно в верхней подсвите котозерской свиты вблизи ее контакта с чупинской свитой (западная часть северного берега оз. Нижнее Котозеро и район к С-СВ от нее). Разрез этой части котозерской свиты тем и характеризуется, что в его строении существенную роль играют мелкие линзовидные тела плагиоклазовых, мономинеральных, гранатовых и пироксенсодержащих амфиболитов.

Петрохимические особенности амфиболитов

Сравнение данных химических анализов амфиболитов показало, что устанавливающиеся при этом петрохимические особенности изученных пород не зависят от их принадлежности к возрастной группе и к тому или иному морфологическому типу образуемых ими тел. В то же время они указывают на существование некоторых различий химизма амфиболитов внутри выделенных возрастных групп и морфологических типов амфиболитовых тел.

Данные, приведенные в таблицах 4, 5, 6, показывают, что во всех изученных амфиболитах такие окислы, как Al_2O_3 , CaO , Na_2O+K_2O

имеют средние содержания, почти не отличающиеся друг от друга. Во всяком случае, разница между средними содержаниями какого-либо из этих окислов в амфиболитах сопоставляемых возрастных групп или в амфиболитах из тел сопоставляемых морфологических типов не выходит за пределы вариаций содержания его внутри рассматриваемых групп или типов.

Таблица 4

**Некоторые особенности химического состава
раннеорогенных и доорогенных амфиболитов**

Окислы	Средние содержания			Вариации содержаний		
	раннеорогенные (плагноклазовые) амфиболиты краевых частей интрузий основных и ультраосновных пород	доорогенные амфиболиты		раннеорогенные амфиболиты краевых частей интрузий основных и ультраосновных пород	доорогенные амфиболиты	
		гранатовые	плагноклазовые		гранатовые	плагноклазовые
SiO ₂	51,47	48,87	53,87	51,37—51,65	46,86—50,79	51,17—56,48
Fe ₂ O ₃ +FeO	9,53	18,27	9,07	9,00—11,49	16,14—20,33	7,51—10,63
TiO ₂	0,39	2,45	0,49	0,21—0,62	1,97—2,93	0,11—0,78
MnO	0,14	0,25	0,13	0,10—0,18	0,21—0,33	0,09—0,18

Наоборот, содержания SiO₂, TiO₂, Fe₂O₃+FeO, MgO и MnO и их вариации обнаруживают существенные отличия между некоторыми разностями амфиболитов.

Указанные особенности химизма амфиболитов хорошо иллюстрируются диаграммой $\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}} \% - \text{SiO}_2$ (вес. %). На данной диаграмме фигуративные точки образуют три, хотя и близко расположенные, но отчетливо обособленные группы (рис. 1), различающиеся по железистости пород. В первую группу попадают точки амфиболитов из краевых частей интрузий основных пород (раннеорогенные плагноклазовые амфиболиты) и плагноклазовых разностей доорогенных амфиболитов. Другую группу на этой диаграмме образуют фигуративные точки доорогенных гранатовых амфиболитов. Обособленно располагаются две точки, соответствующие плагноклазовым амфиболитам, образующим линзы.

Сходство химических составов амфиболитов первой возрастной группы, преимущественно плагноклазовых, с плагноклазовыми амфиболитами второй группы и отличие тех и других от гранатовых амфиболитов нашло свое отражение и на диаграмме (Fe₂O₃ : FeO) — FeO (рис. 2). На этой диаграмме группировка фигуративных точек аналогична их группировке на диаграмме (рис. 1). На диаграмме Al₂O₃—CaO—(Fe₂O₃+FeO+MgO) (рис. 3) все разновидности рассматриваемых амфиболитов располагаются в пределах поля IX на диаграмме ACFM Семененко С. П. [8]. Поле IX — щелочноземельно-глиноземистого орторяда основных вулканогенных продуктов, выделенное по определенным соотношениям ведущих порообразующих окислов. Несколько обособленно располагаются лишь две точки — с несколько пониженным значением FM=32 и повышенным C=44.

Согласно химико-минералогической классификации амфиболитов, разработанной и предложенной К. А. Жуком-Почекутовым [1] и принятой в работе А. В. Сидоренко и др. [9], рассматриваемые здесь раннеорогенные (преимущественно плагноклазовые) амфиболиты, слагающие

Таблица 5

Средний химический состав амфиболитов из краевых частей массивов основных пород (вес. %)

Окислы	1 (3)*	2 (4)	3 (1)
SiO ₂	51,44	51,37	51,65
TiO ₂	0,21	0,35	0,62
Al ₂ O ₃	15,24	16,42	9,91
Fe ₂ O ₃	1,66	1,19	2,42
FeO	7,37	6,87	9,07
MnO	0,15	0,10	0,18
MgO	9,24	9,08	15,38
CaO	10,58	11,06	6,89
Na ₂ O	2,40	2,15	1,25
K ₂ O	0,38	0,46	0,88
H ₂ O	0,15	0,18	0,19
п.п.п.	0,85	1,00	1,26
Сумма	99,67	100,14	99,70
$F = \frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}$	33,1	33,2	27,1

Числовые характеристики по Ниггли

al	20	22	12
fm	48	48	68
c	26	26	16
alk	6	5	4
si	118	114	111
t	—11	—9	—8
al : c	0,78	0,83	0,75
mg	0,66	0,72	0,72

Коэффициенты для диаграммы реконструкции первичного состава пород

F	0,399	0,404	0,609
A	—83	—78	—55
K	—35	—30	—11

* В скобках указано число анализов.

1—2 — к востоку от горы Турков Варак, у автотрассы Мурманск — Ленинград; 3 — в 4 км к западу от Рассоховых озер.

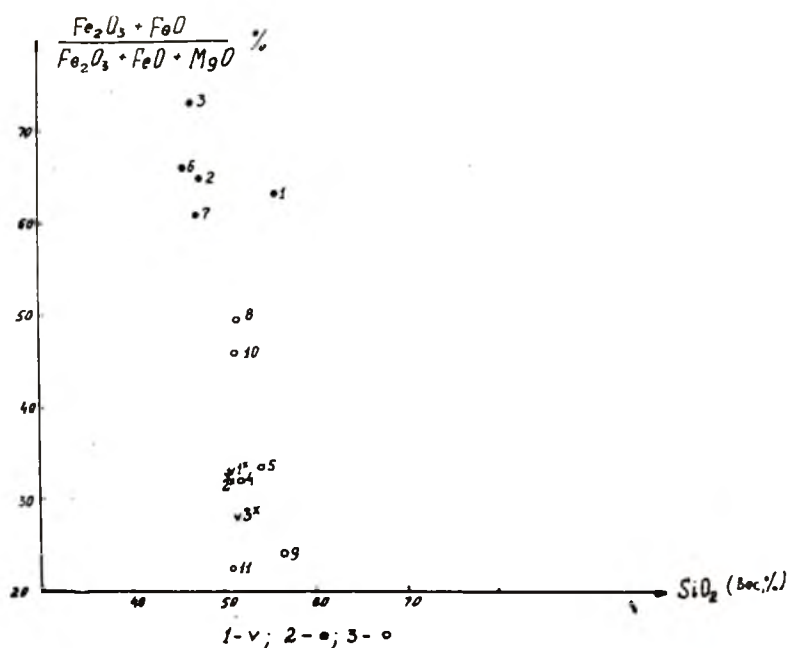


Рис. 1. Диаграмма $\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}} - \text{SiO}_2$ (вес. %)

1 — амфиболиты краевых частей массивов основных пород, 2 — гранатовые амфиболиты, 3 — плагиоклазовые амфиболиты, 1—11 — точки, соответствующие средним химическим составам амфиболитов табл. 5, 6.

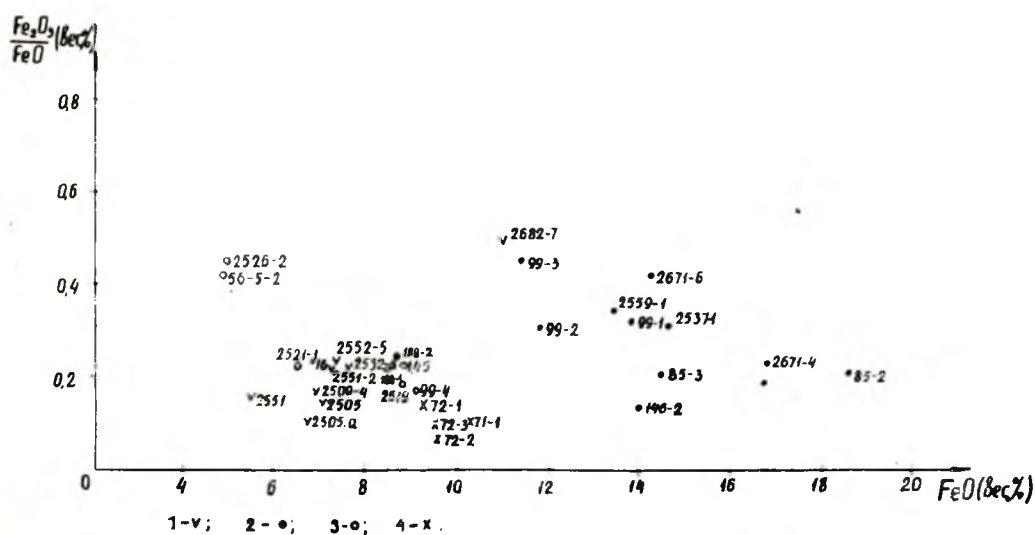


Рис. 2. Диаграмма зависимости отношения $\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO}}$ от FeO

1 — амфиболиты краевых частей массивов основных пород, 2 — гранатовые амфиболиты, 3 — плагиоклазовые амфиболиты, 4 — габбро-диабазы (точки нанесены для сравнения).

Средний химический состав доорогенных

Оксиды	Морфологические типы									
	Пласты и прослои									
	Парагенезисы									
	Амф+Гр+Пл = (Би, Кв)						Амф+Пл+Би			
	Порядковые номера									
	1 (1)		2 (2)		3 (4)		4 (2)		5 (1)	
%	м. к.	%	м. к.	%	м. к.	%	м. к.	%	м. к.	
SiO ₂	50,79	846	47,60	783	46,87	781	51,17	853	54,13	901
TiO ₂	2,36	30	1,97	25	2,57	33	0,11	6	0,78	10
Al ₂ O ₃	13,66	134	13,16	129	14,14	188	18,21	178	10,80	106
Fe ₂ O ₃	2,10	13	4,74	29	3,59	123	1,84	11	1,92	12
FeO	14,04	195	14,15	198	16,41	228	5,67	79	8,71	121
MnO	0,21	3	0,21	3	0,26	4	0,09	3	0,12	1
MgO	4,84	119	4,82	119	3,70	92	7,57	189	10,64	263
CaO	9,44	168	9,17	164	8,27	148	10,98	196	9,03	161
Na ₂ O	0,77	18	2,45	40	1,99	31	2,96	48	1,31	21
K ₂ O	0,65	7	0,71	7	0,88	10	0,29	3	0,93	10
H ₂ O	0,17		0,44		0,09		0,11		0,19	
п.п.п.	1,09		0,79		1,01		0,97		1,62	
Сумма	100,12		99,86		99,79		99,99		100,18	
FeO+Fe ₂ O ₃										
FeO+Fe ₂ O ₃ +MgO %	63,6		65,0		73,1		32,3		33,5	

Числовые характеристики

al	20	19	20	25	16
fm	50	51	52	40	57
c	26	23	22	28	23
alk	4	7	6	7	4
si	126	115	116	121	130
t	-10	-21	-8	-10	-11
alc	0,76	0,82	0,93	0,89	0,70
mq	0,36	0,34	0,26	0,53	0,65

Коэффициенты для диаграммы реконструкции

F	0,386	0,442	0,439	0,327	0,437
A	-59	82	-51	-69	-86
K	-11	-33	-21	-45	-11

краевые части массивов основных пород и характеризующиеся высокими значениями mg (0,66—0,72) и незначительными вариациями $al : c$ (0,66—0,72), относятся к щелочноземельно-глиноземистому типу и являются отчетливо магнезиальными. Все данные амфиболиты представлены группой меланократовых пород (количество темноцветных компонентов

амфиболитов (вес. % и молек. колич.)

тел амфиболитов											
Массивы						Линзы и будины					
Амф+Гр+Пл±Кв				Амф+Пл		Амф+Пл+Кв±(Би, Эл, Микр)				Амф	
и число анализов											
6 (2)		7 (3)		8 (1)		9 (1)		10 (1)		11 (1)	
%	м. к.	%	м. к.	%	м. к.	%	м. к.	%	м. к.	%	м. к.
45,65	761	47,43	789	52,51	874	56,48	941	51,04	849	50,58	843
2,72	—	2,93	36	0,66	9	0,50	6	1,74	21	0,68	9
13,99	137	13,74	135	16,01	157	13,62	133	13,27	130	6,68	66
4,76	30	3,98	25	1,81	11	1,99	12	4,47	28	1,60	10
15,57	217	12,38	173	9,08	127	4,74	65	8,12	113	8,82	122
0,33	—	0,21	3	0,11	1	0,15	2	0,17	3	0,18	3
4,80	119	5,10	127	5,74	141	8,08	201	6,57	164	18,75	466
8,50	152	9,37	168	8,16	146	8,92	159	8,92	159	9,17	164
2,10	64	2,85	46	3,41	55	2,56	41	3,31	53	1,02	16
0,58	6	0,51	5	0,73	7	1,65	35	0,90	10	Сл.	—
0,06		0,15		0,19		0,08		0,09		0,15	
1,25		1,37		1,50		1,17		1,65		2,33	
100,31		100,02		99,91		100,24		100,25		99,96	
66,3		60,9		49,5		24,3		46,2		22,2	

П. Ниггли

17,7	20	24	20	8	20
56	48	44	43	71	45
24,7	25	23	24	19	26
4,7	7	9	12	2	9
104	115	136	144	98	129
—8,6	—12	—8	—16	—19	—
0,81	0,80	1,1	0,83	0,42	0,77
0,33	0,37	0,51	0,79	0,77	0,53

первичного состава пород (по А. А. Предовскому)

0,480	0,411	0,319	0,296	0,709	0,359
—55	—84	—51	—102	—114	—93
—28	—41	—48	—6	—16	—43

60%) и соответственно плагиоклаз-роговообманковой и отчасти гранат-плагиоклаз-роговообманковой ассоциациями.

Несущественные отличия от них обнаруживают доорогенные плагиоклазовые амфиболиты, которые по отношению $al:c$ также относятся к щелочноземельно-глиноземистому ($al:c > 0,57 \leq 0,80$, $t < 0$) и отчасти

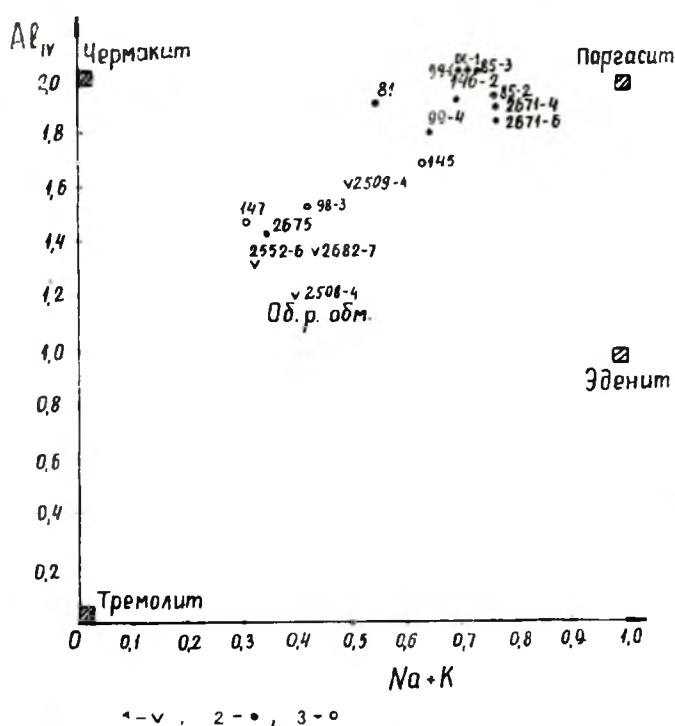


Рис. 4. Состав амфиболов на диаграмме Al_{IV} — (Na+K).

1 — амфиболы из амфиболов краевых частей массивов основных пород, 2 — амфиболы из гранатовых амфиболов, 3 — амфиболы из плагиоклазовых амфиболов.

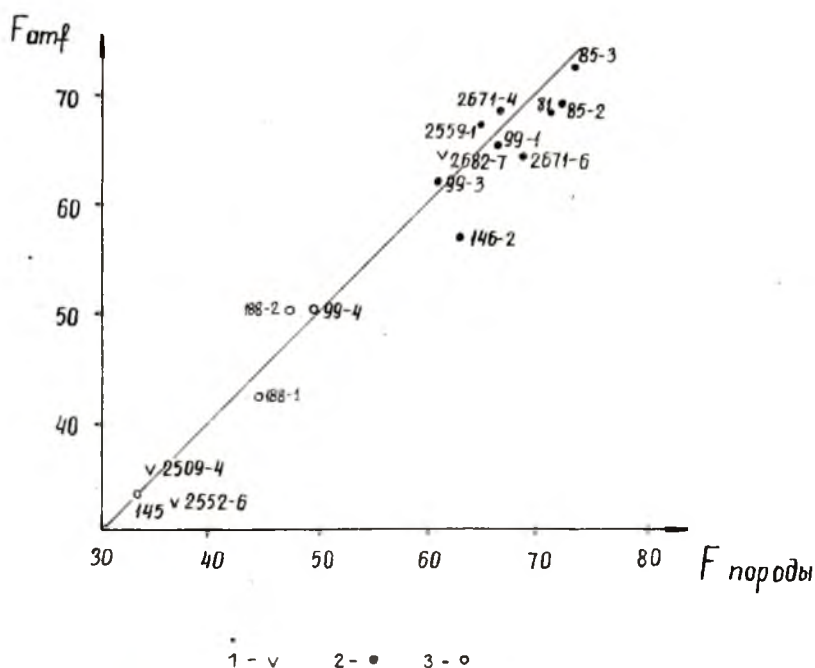


Рис. 5. Зависимость общей железистости (F) амфиболов от общей железистости (F) породы.

Условные обозначения те же, что и на рис. 4.

Таблица 7

Химические анализы роговых обманок из амфиболитов краевых частей массивов основных пород

Окислы	Парагенезис		
	Амф+Пл+Би		Мп+Амф+Пл+Скап
	2508-4	2552-6	2509-4
SiO ₂	48,10	46,74	43,86
TiO ₂	0,48	0,35	0,65
Al ₂ O ₃	10,59	12,09	13,74
Fe ₂ O ₃	1,91	1,47	1,87
FeO	9,44	10,29	10,35
MnO	0,18	0,25	0,19
MgO	14,25	13,52	12,50
CaO	10,60	12,10	12,24
Na ₂ O	1,25	1,10	1,20
K ₂ O	0,25	0,15	0,68
H ₂ O	0,16	0,11	0,20
н.п.п.	2,55	2,16	2,42
Сумма	99,76	100,33	99,89
F (общ.)	30,6	32,6	35,8
f (частное)	27,1	30,0	32,5
Ng'	—	1,659	—
Np'	—	1,637	—

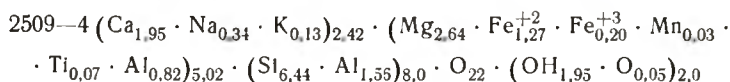
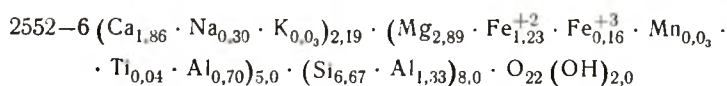
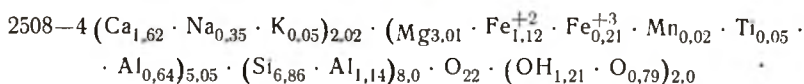
2508—4 — к востоку от горы Турков Варак

2509—4

2552—6 — восточнее горы Турков Варак.

Аналитик Т. М. Брагина.

Кристаллохимические формулы:



ности часто присутствуют в пределах одного и того же тела — массива, пласта, линзы и т. п.

Это обстоятельство позволяет предполагать генетическую близость всех рассмотренных амфиболитов, петрографические и петрохимические различия которых вызваны общими, хотя и локально проявленными причинами.

Для выявления условий, при которых происходило формирование амфиболитов, представляют интерес особенности химизма не только самих пород, но и входящих в их состав амфиболов и гранатов.

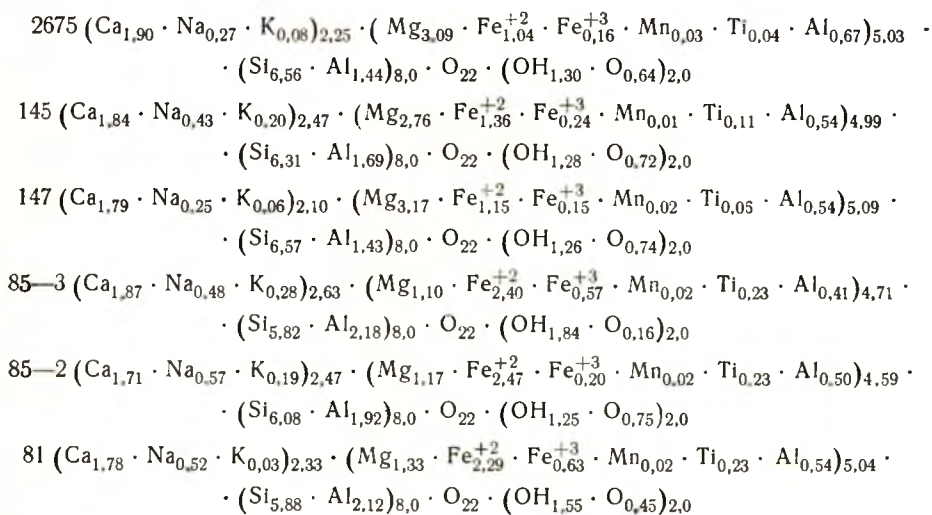
Химические анализы роговых обманок из амфиболитов пластовых тел

Окислы	Парагенезис									
	Амф+Пл+ (Би, Кв)			Амф+Гр+Пл+ (Би, Кв)						
	2675	145	147	85-3	85-2	81	86-1	146-2	146-4	2559-1
SiO ₂	46,0	42,90	45,40	37,37	39,6	38,54	38,66	39,84	38,14	36,88
TiO ₂	0,35	0,96	0,58	2,05	2,01	2,02	2,45	2,33	1,97	3,00
Al ₂ O ₃	12,60	12,84	11,55	14,53	13,40	14,61	12,95	13,55	15,74	14,99
Fe ₂ O ₃	1,50	2,20	1,37	5,01	5,20	5,49	6,19	3,86	4,27	5,52
FeO	8,73	11,12	9,50	19,27	19,27	17,93	19,01	15,54	15,35	18,11
MnO	0,26	0,14	0,19	0,18	0,16	0,16	0,19	0,05	0,06	0,22
MgO	14,55	12,58	14,67	4,90	5,10	5,87	4,89	7,90	8,30	6,21
CaO	12,49	11,67	12,66	11,53	10,40	10,90	10,30	11,72	11,33	10,40
Na ₂ O	0,97	1,52	0,90	1,66	1,72	1,77	1,61	1,61	1,82	1,60
K ₂ O	0,43	1,02	0,35	1,47	0,97	0,17	1,25	1,09	0,90	0,93
H ₂ O	0,29	0,25	0,30	0,08	0,09	0,15	0,14	0,33	0,21	0,22
п.п.п.	1,97	2,64	2,59	2,24	2,04	2,16	2,21	2,33	2,38	2,45
Сумма	100,14	99,84	100,06	100,29	99,96	99,77	99,85	100,14	100,47	100,33
F	32,9	33,6	29,1	73,0	69,5	68,7	73,7	57,4	57,0	67,6
f	25,1	33,0	26,6	68,6	67,8	63,2	68,6	52,5	51,4	62,1
Ng'	1,662	—	—	1,707	1,707	1,706	1,705	—	—	—
Np'	1,640	—	—	1,683	1,683	1,683	1,682	—	—	—

Аналитик Т. М. Брагина.

2675 — район оз. Верхнее Котозеро — сев. берег; 145 и 147 — в 900 м южнее р. Мельничная; 85—3, 85—2, 81 и 86—1 — в 3,5 км от оз. В. Рассохова; 164—4 и 146—2 — в 1100 м от р. Мельничная; 2559—1 — восточнее горы Турков Варак.

Кристаллохимические формулы:



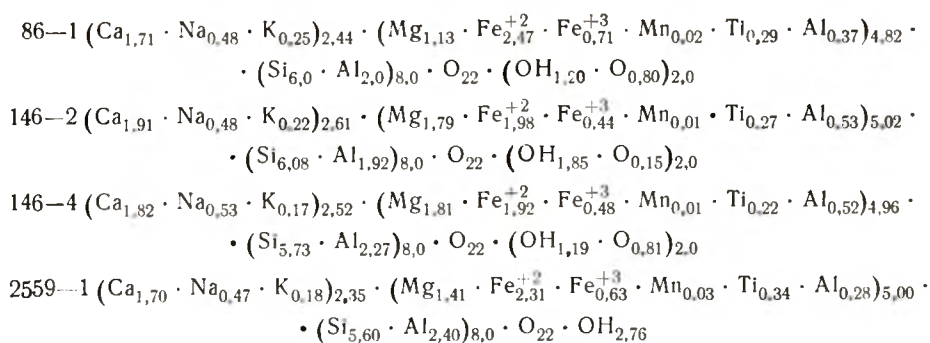


Таблица 9

Химические анализы роговых обманок из амфиболитов, слагающих массивы

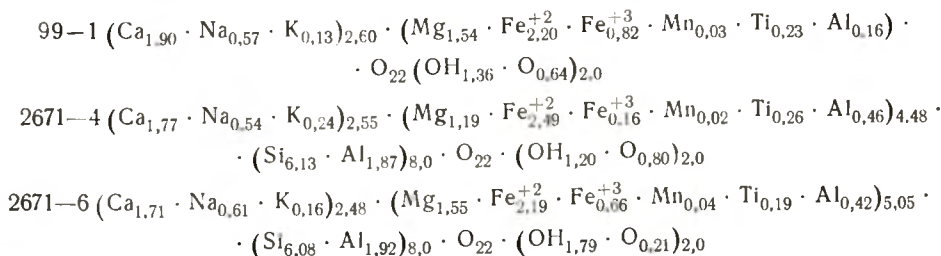
Оксиды	Парагенезис				
	Амф + Гр + Пл + Кв				Амф + Пл + Кв
	99-1	2671-4	2671-6	99-3	99-4
SiO ₂	39,05	39,52	39,92	39,04	41,32
TiO ₂	1,98	2,24	1,66	1,98	1,14
Al ₂ O ₃	11,62	12,26	13,03	13,28	14,11
Fe ₂ O ₃	7,06	5,07	5,76	6,44	2,91
FeO	17,01	19,20	17,26	15,90	14,52
MnO	0,24	0,19	0,19	7,19	9,30
MgO	6,71	5,18	6,85	0,23	0,21
CaO	11,50	10,67	10,50	11,26	12,10
Na ₂ O	1,94	1,80	1,97	1,85	1,71
K ₂ O	0,67	1,20	0,82	0,80	0,88
H ₂ O	0,05	0,50	0,21	0,30	0,53
п.п.п.	2,14	2,40	2,23	2,22	2,10
Сумма	99,96	100,23	100,40	100,49	100,3
F	66,2	69,0	64,7	62,8	50,1
f	60,4	67,6	58,5	55,3	45,8
Ng'	1,706	1,710	1,710	—	—
Np'	1,682	1,685	1,685	—	—

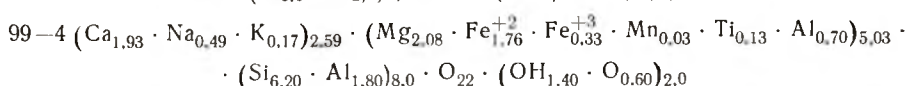
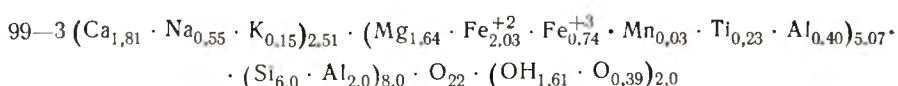
99 — 1, 3, 4 — севернее западной губы оз. Верхнее Котозеро;

2671 — 4, 6 — гора Улитина, оз. Верхнее Котозеро.

Аналитик Т. М. Брагина.

Кристаллохимические формулы:





Как известно, эти минералы являются устойчивыми в широком диапазоне условий регионального метаморфизма и встречаются не только в амфиболитах, но и в некоторых других породах разреза западной и котозерской свит.

Изученные амфиболы относятся к группе обыкновенных роговых обманок — бледно-зеленых и зеленых в плагиоклазовых разностях и в амфиболитах краевых частей тел габбро-норитов и густо- или ярко-зеленых — в гранатовых разностях. На диаграмме $\text{Al}_{\text{IV}} - (\text{Na} + \text{K})$ соответствующие им фигуративные точки лежат в полосе, идущей от поля обыкновенной роговой обманки в сторону паргасита (рис. 4). При этом бледно-зеленые и зеленые роговые обманки характеризуются показателями преломления: $\text{Ng}' = 1,659 - 1,662$ и $\text{Np}' = 1,637 - 1,640$, в то время как темно- и густо-зеленые — $\text{Ng}' = 1,705 - 1,710$, $\text{Np}' = 1,682 - 1,685$ (табл. 7, 8, 9). Железистость роговых обманок описанных амфиболитов определяется, в частности, и железистостью вмещающих их пород и находится при незначительных отклонениях в прямой зависимости от нее (см. рис. 5). Так, у амфиболов из раннеорогенных плагиоклазовых амфиболитов (краевых частей тел основных пород) и из плагиоклазовых доорогенных амфиболитов (пластовые тела и массивы) общая железистость не превышает 35,8%, при железистости пород не выше 33,1%. У амфиболов же из гранатовых амфиболитов общая железистость варьирует в пределах 57,0—73,7%, при железистости самих амфиболитов 60,9—73,1%.

Столь же четкое различие у описываемых амфиболов устанавливается по содержаниям Al_{IV} , Ti, Na и K, вариации которых для выделяемых разновидностей амфиболитов приведены в табл. 10. Из нее видно, что повышенные содержания Al_{IV} , щелочей и титана свойственны амфиболам, сосуществующим с гранатом.

Поэтому подобные амфиболы на диаграммах $\text{Al}_{\text{IV}} : \text{Al}_{\text{VI}}$ и $(\text{Na} + \text{K}) : \text{Ti}$ (границы фаций даны по В. В. Закруткину [2, 3]) располагаются в поле гастингситов из гранулитовой фации и интрузивных пород или в поле гранулитовой фации (рис. 6, 7), в отличие от амфиболов из амфиболитов без граната.

Примеры, когда роговая обманка из амфиболитовой фации в гранатосодержащих породах без моноклинного пироксена содержит гораздо большее количество глинозема, оказывается более железистой и на указанных диаграммах попадает в поле гранулитовой фации, уже указывались в литературе [4].

Изученные нами гранаты, сосуществующие с амфиболами, являются высокожелезистыми и по составу альмандино-гроссуляровыми (химический анализ граната — проба № 140—2 в %, $\text{SiO}_2 - 37,75$, $\text{TiO}_2 - 0,30$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 22,10$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0,88$, $\text{FeO} - 25,70$, $\text{MnO} - 0,66$, $\text{MgO} - 1,51$, $\text{CaO} - 10,10$, $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$, $\text{H}_2\text{O} - 0,26$), сумма — 99,26%, где молекулярные проценты конечных членов его — альмандин — 61,4, гроссуляр — 30,7, спессартин — 1,4, пироп — 6,4%, андрадит — нет, железистость граната — 95,0%.

По магнезиальности ($\frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}}$) сосуществующей пары гранат-амфибол (табл. 11) на диаграмме фазового равновесия минералов [6]

Амфиболиты, из которых отобраны пробы роговых обманок		
возрастная группа	морфологический тип амфиболитовых тел	разновидность амфиболита
Раннеорогенные	Краевые части тел основных пород	Плагноклазовый
Доорогенные	Пластовые тела и прослоки	Плагноклазовый Гранатовый
	Массивы	Плагноклазовый Гранатовый

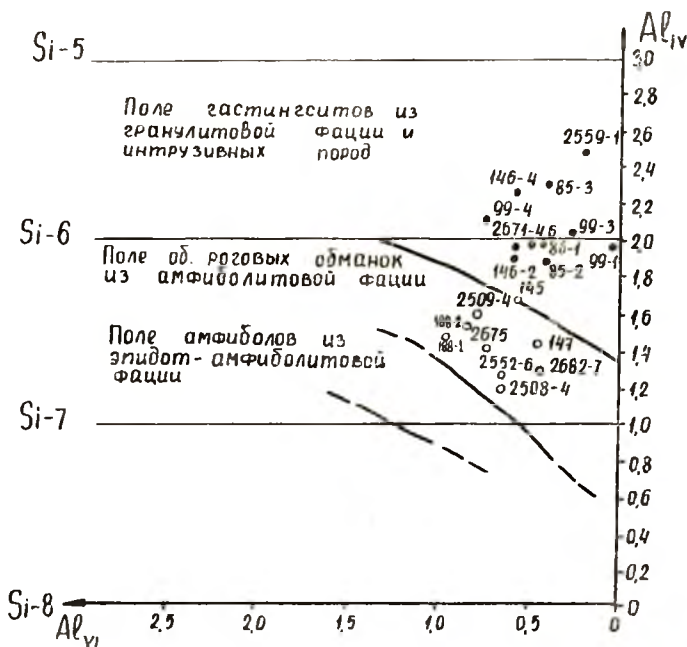


Рис. 6. Соотношение Al_{IV} и Al_{VI} в амфиболах из различных метаморфических фаций (по В. В. Закруткину, 1961).
Условные обозначения те же, что и на рис. 4.

устанавливается температура равновесия их от 410 до 500° и предполагаемое давление до 7 килобар, что соответствует верхам эпидот-амфиболитовой и низам амфиболитовой фации метаморфизма.

На графике распределения общей железистости сосуществующей пары роговая обманка — гранат по Е. А. Костюк [4] из амфиболитов (рис. 8), точки минералов (2671—4,6, 190—1, 188—1, 2813—2, 81) располагаются между кривыми с $K_d=0,25$ и с $K_d=0,1$ (что соответствует амфиболитовой фации), точка же 146—2 расположена несколько ниже

роговых обманок

Число катионов (формульн. един.)				Общая железистость, F
Al _{IV}	Na	K	Ti	
1,14—1,61	0,30—0,35	0,03 —0,13	0,04—0,07	30,6—35,8
1,38—1,70	0,25—0,43	0,006—0,20	0,04—0,11	29,1—32,9
1,92—2,47	0,47—0,57	0,17 —0,29	0,22—0,34	57,0—73,7
1,82	0,49	0,17	0,12	50,1
1,92—1,99	0,53—0,61	0,13 —0,23	0,19—0,26	62,9—69,0

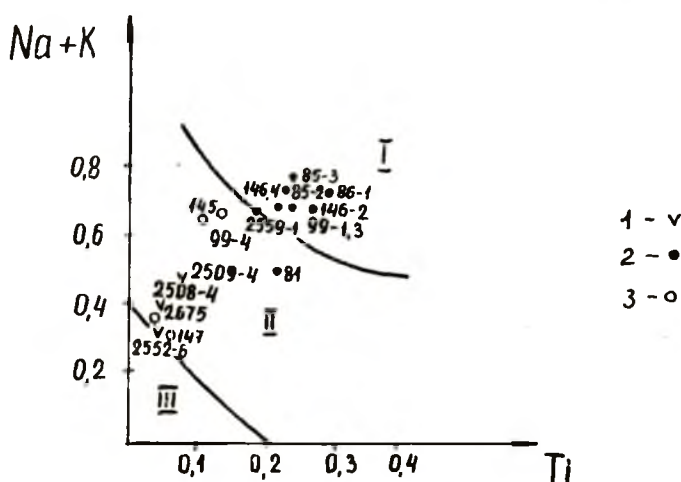


Рис. 7. Состав амфиболов на диаграмме (Na+K)—Ti.

1 — поле амфиболов гранулитовой фации, 2 — поле амфиболов амфиболитовой фации, 3 — поле фации зеленых сланцев.

Таблица 11

Магнезиальность сосуществующих амфиболов и гранатов, температура и предполагаемое давление их равновесий

№ пробы	Mg Mg+Fe+Mn		t°	Предполагаемое давление (килобары)
	гранат	амфибол		
2671—6	0,044	0,35	410	до 7
2671—4	0,034	0,25	500	„
146—2	0,09	0,425	475—500	„
81	0,098	0,60	390	„
188—1	0,124	0,571	430	„
190—1	0,164	0,564	500	„
2813—2	0,158	0,48	610	„

кривой с $K_d=0,1$ (что соответствует верхам эпидот-амфиболитовой фации). При этом конфигурация изолиний для K_d в общих чертах совпадает с изотермами Л. Л. Перчука.

Таким образом, изученные амфиболы и гранаты из амфиболитов западной и котозерской свит беломорского комплекса по петрографическим и кристаллооптическим свойствам, а также по особенностям химического состава отражают условия, промежуточные между высокотемпературной ступенью эпидот-амфиболитовой и низкотемпературной ступенью амфиболитовой фации.

Упомянутая выше возможность предположения генетической близости всех изученных амфиболитов, принимающих участие в строении разрезов западной и котозерской свит, находит себе подтверждение в результатах реконструкции этих пород, проведенной нами с использованием некоторых предложенных в литературе методов.

Диаграмма, предложенная с этой целью А. А. Предовским [7], строится на принципе изображения химического состава в прямоугольном тетраэдре с последующей разверткой на плоскости по трем осям, соответствующим коэффициентам F , A , K . На этой диаграмме все фигуративные точки рассмотренных амфиболитов расположились в пределах выделенного на ней поля изверженных пород (соответствующего A — ультрабазитам и B — базитам, рис. 9). При этом в поле ультрабазитов как на основном поле FA , так и в вспомогательном поле FK

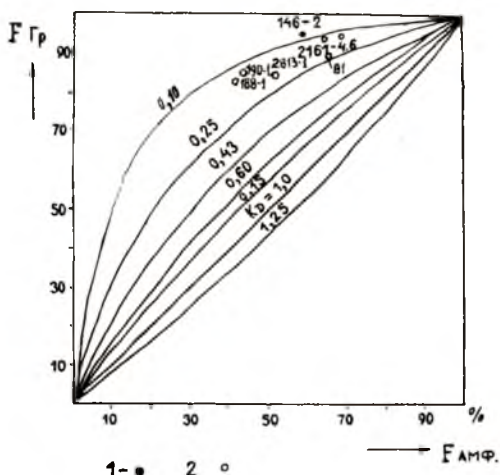


Рис. 8. График распределения общей железистости для пары роговая обманка — гранат (по Е. А. Костюку, 1970).

1 — эпидот-амфиболитовая фация, 2 — амфиболитовая фация.

попадает лишь одна точка 10. Все остальные точки располагаются в пределах поля базитов. Надо отметить, что точка 10, соответствующая мономинеральному амфиболиту (с содержанием MgO до 18,75%) во всех других случаях располагается также совершенно обособленно.

На дополнительной двойной диаграмме $MgO-Na_2O$, позволяющей оценить принадлежность пород к определенной линии развития базитов, фигуративные точки плагиоклазовых амфиболитов тяготеют к линии развития нормальных базитов, а точки 2, 3 и 6, соответствующие гранатовым амфиболитам, — к линии пород с тенденцией к обогащению натрием (рис. 10).

На диаграмме $FeO:Na_2O$ (рис. 11) наблюдается отчетливая закономерность в расположении точек, увеличение FeO (при почти постоянном содержании Na_2O) идет от нижней части разреза котозерской свиты к верхам ее. Точки, соответствующие гранатовым амфиболитам, лежат несколько обособленно и выше точек плагиоклазовых амфиболитов.

На диаграмме А. Симонена $(al+fm)-(c+alk)/Si$, с нанесенными на нее уточненными контурами полей составов главных типов пород, все точки описанных здесь амфиболитов расположены в пределах поля магматических пород (поле 1 на рис. 12).

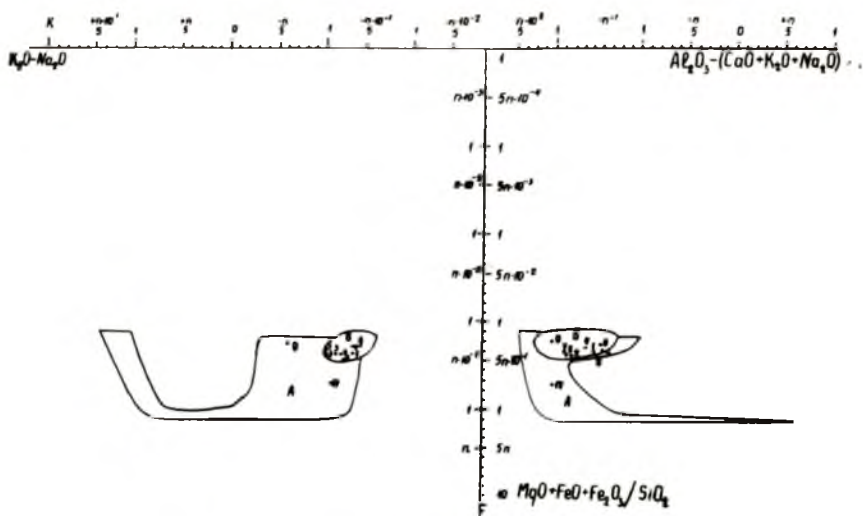


Рис. 9. Диаграмма ФАК для реконструкции и сопоставления первичного состава силикатных вулканогенных, вулканогенно-осадочных и терригенно-осадочных пород (по А. А. Предовскому, 1970).

Поле изверженных пород: А — ультрабазиты, Б — базиты.
1—11 точки, соответствующие средним химическим составам амфиболитов (табл. 6).

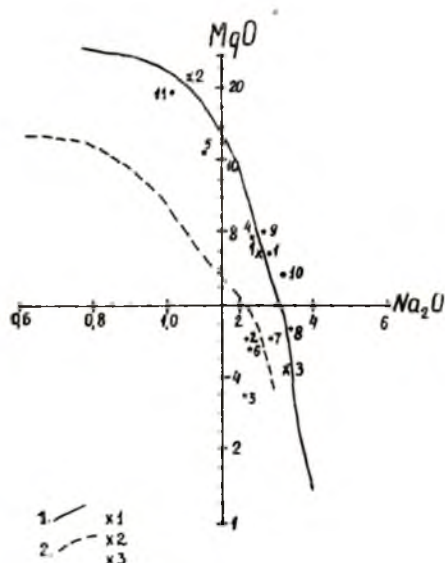


Рис. 10. Диаграмма $MgO-Na_2O$ (вес. %, шкала логарифмическая) для выявления принадлежности метаморфизованных основных ортопород к некоторым линиям развития базитов — ультрабазитов.

1 — линия нормальных базитов — ультрабазитов, 2 — линия пород с тенденцией к обогащению натром, 1—11 — точки, соответствующие средним химическим составам амфиболитов (табл. 6).

1 — средний состав габбро } составы пород по
2 — океанит } А. Н. Заварицкому, 1955 г.
3 — диорит }

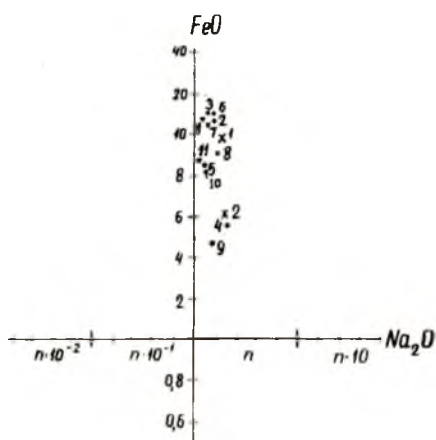


Рис. 11. Диаграмма $FeO-Na_2O$ (вес. %)

1—11 — точки, соответствующие средним химическим составам амфиболитов (табл. 6).

1 — платобазальт } (по А. Н. Заварицкому, 1955)
2 — средний состав базальтов }

В качестве дополнительной диаграммы для решения вопроса о генезисе амфиболитов нами использована также диаграмма зависимости $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO} / \text{FeO}$, предложенная А. И. Летувнинкасом [5] и успешно примененная им для разделения пара- и ортоамфиболитов на примере амфиболитов Ташелги (Горная Шория). На диаграмме (рис. 4) все рассмотренные амфиболиты разместились таким образом, что образовали два поля, расположенные несколько изолированно друг от друга. В первое поле попали почти все точки плагиоклазовых амфиболитов пластовых тел и массивов, а также амфиболиты, связанные своим происхождением с основными породами и содержащими FeO от 5 до 10 вес. %. Сюда же попадают и нанесенные для сравнения точки, соот-

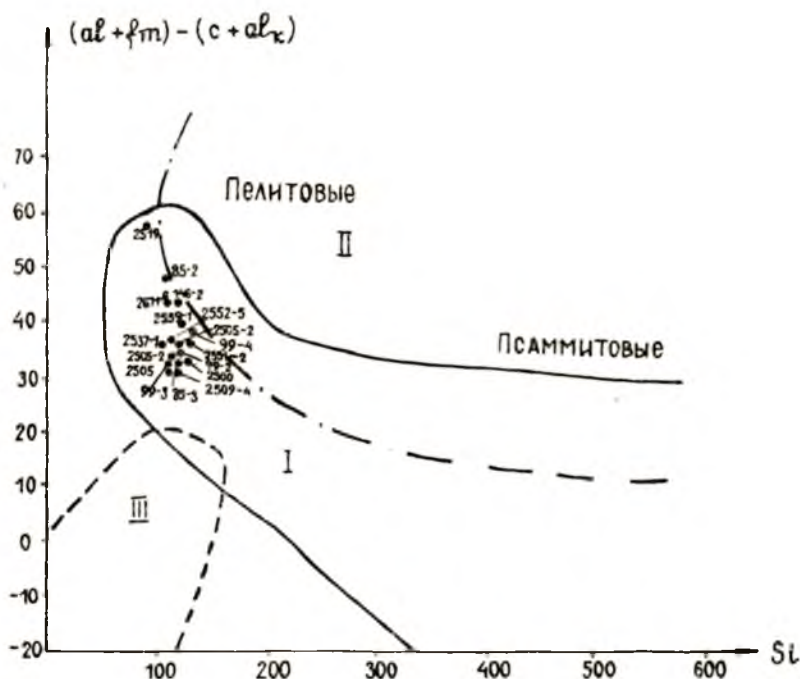


Рис. 12. Уточненные поля составов главных типов пород на диаграмме А. Симонена $(\text{al} + \text{fm}) - (\text{c} + \text{alk}) / \text{si}$

I — поле магматических пород, II — поле силикатных метасадков, III — поле карбонатных метасадков.

ветствующие неизменным габбро, габбро-норитам, габбро-диабазам. Во второе поле попадают точки, соответствующие гранатовым амфиболитам с содержанием FeO от 11 до 15 вес. %. Таким образом, на данной диаграмме в расположении точек снова отразилось различие двух разновидностей амфиболитов по их минералогическому и химическому составу, в частности, по содержанию FeO.

Таким образом, по совокупности рассмотренных данных для амфиболитов западной и котозерской свит с наибольшей вероятностью может быть предположено их магматогенное происхождение. К ортопородам относились древнейшие амфиболиты Беломорья еще П. К. Григорьевым и Н. Г. Судовиковым, которые считали их вулканогенными образованиями. На это указывает и К. А. Шуркин [10], считая, что древнейшие доорогенные амфиболиты являются вулканогенными образованиями, а формирование их, судя по форме тел и условиям залегания, про-

исходило одновременно с вмещающими породами в виде покровов, потоков или путем межпластового внедрения основной магмы.

Незначительное развитие амфиболитов в западной свите говорит об относительно спокойной обстановке осадконакопления во время ее формирования и незначительных проявлениях вулканической деятельности. Интенсивность ее с увеличением амплитуды колебательных движений постепенно нарастала к моменту формирования низов котозерской свиты и достигла максимума ко времени формирования пород верхней ее подсвиты. С начальным этапом горообразовательных движений связано возникновение раннеорогенных мелких интрузий габбро-норитов, габбро, образующих чаще всего цепочки, приуроченные, в основном, к контактам пластов, горизонтов или свит, реже к тектоническим разломам.

Следовательно, данные петрографического, петрохимического изучения амфиболитов и геологические признаки (морфология тел, условия залегания и положение их в разрезе), а также данные реконструкции первичного состава на основе химических анализов амфиболитов позволяют считать описанные амфиболиты первично магматическими образованиями.

Литература

1. Жук-Почекутов К. А. Новая химико-минералогическая классификация амфиболитов на основе нормативного метода и метода «чисел» Ниггли.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4. М., «Недра», 1971.
2. Закруткин В. В. Сравнительная характеристика амфиболов из пород амфиболитовой и гранулитовой фаций Анабарского щита.— Геология и геофизика, № 9, 1961.
3. Закруткин В. В. Об эволюции амфиболов при метаморфизме.— Зап. Всерос. минерал. об-ва. Ч. 97, вып. 1, 1968.
4. Костюк Е. А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов, М., 1970.
5. Летушник А. И. Химизм и первичная природа амфиболитов Ташелги.— В сб.: Вопросы петрохимии. Л., 1969.
6. Перчук Л. Л. Анализ термодинамических условий минеральных равновесий в амфибол-гранатовых породах.— В кн.: Известия АН СССР, серия геологическая № 3, 1967.
7. Предовский А. А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты, 1970.
8. Семенов С. П. Метаморфизм подвижных зон. Киев, 1966.
9. Сидоренко А. В., Теняков В. А. и др. Пара- и ортоамфиболиты докембрия. М., «Наука», 1972.
10. Шуркин К. А. и др. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского п-ова. М.—Л., Изд. АН СССР, 1962.

О ХАРАКТЕРЕ ПЕРВИЧНЫХ ПОРОД НИЖНЕЙ ПОДСВИТЫ КОТОЗЕРСКОЙ СВИТЫ БЕЛОМОРИД (НА ПРИМЕРЕ ОДНОГО ИЗ РАЗРЕЗОВ К ЮГУ ОТ оз. НИЖНЕЕ КОТОЗЕРО)

Многие авторы [2, 5 и др.], изучая первичную природу метаморфических пород, указывают, что одним из существенных критериев для отнесения последних к ряду осадочных или магматических является их химический состав. При этом предполагается, что его общие черты, связанные с содержанием, главным образом, инертных компонентов, сохраняются, хотя породы и претерпевают значительные преобразования в процессах последующих изменений.

В основу статьи положены результаты детальных геологических и петро-геохимических исследований сравнительно небольшого разреза пород, представляющего верхнюю часть нижней подсвиты котозерской свиты к югу от оз. Нижнее Котозеро (Чупинский р-н, северная Карелия).

В строении изученного разреза принимают участие следующие разновидности пород, образовавшиеся в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма с последующей их мигматизацией и гранитизацией:

а) тонкополосчатые тонко-, мелко- и среднезернистые розовато-серые и серые микроклин-биотитовые гнейсы, в отдельных горизонтах — со скаполитом; б) неяснополосчатые и массивные, иногда порфиروبластические крупно- и среднезернистые розовато-серые и красноватые гранито-гнейсы; в) полосчатые или массивные различной зернистости темно-серые, серые и розовато-серые амфибол-биотитовые, эпидот-амфибол-биотитовые и эпидот-биотитовые, иногда с микроклином, гнейсы.

На рис. 1 приводится литолого-стратиграфическая колонка к разрезу. Ниже дается погоризонтное описание разреза снизу вверх.

Горизонт 1 — микроклин-биотитовые гнейсы, тонкополосчатые, тонко- и среднезернистые, розовато-серые или серые, часто пloyчатые с простираем шарниров поек под аз. 305°. Мощность — около 104 м.

Для пород этого горизонта характерны гранобластовая, гранолепидобластовая, участками мирмекитовая катакластическая структуры и следующий минеральный состав: плагиоклаз (№ 25—33)—45—53%, кварц — 15—20, плеохроирующий в зеленовато-буроватых тонах биотит — 8—12 (Ng' биотита колеблется в пределах 1,642—1,648 при преобладающем 1,647); микроклин — до 20 %.

В распределении микроклина отмечается некоторая закономерность — он в ассоциации с кварцем образует цепочки (прослойки), а также равномерно развивается по всей массе породы, вытесняя плагиоклаз и, в свою очередь, вытесняясь кварцем.

Породы этого горизонта интенсивно мусковитизированы. Мусковит развивается как по биотиту, так и по плагиоклазу. Отмечается незначительная хлоритизация биотита и альбитизация плагиоклаза на границе

с микроклином. Из аксессуаров присутствует апатит, рудный (в ассоциации с биотитом, который как бы окаймляется рудным минералом), единичные зерна сфена и ортита. Последний почти всегда ассоциирует с биотитом.

Средний валовый химический состав пород, составляющих 1-й горизонт, так же, как и пород из других горизонтов разреза, приводится

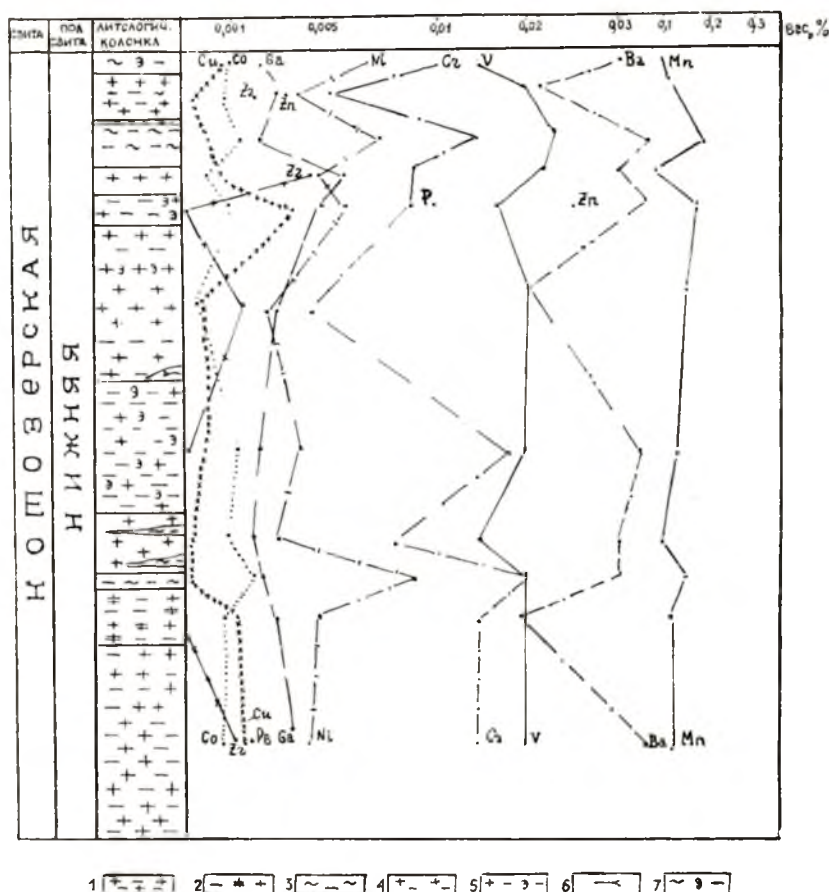


Рис. 1. Литолого-стратиграфическая колонка разреза № 2 к югу от оз. Нижнее Котозеро и график распределения микроэлементов по горизонтам

1 — микроклин-биотитовые гнейсы, 2 — микроклин-биотитовые гнейсы со скаполитом, 3 — амфибол-биотитовые гнейсы, 4 — массивные гранито-гнейсы, переходящие в полосчатые микроклин-биотитовые гнейсы, 5 — эпидот-биотитовые гнейсы, иногда с микроклином, 6 — линзы амфиболита, 7 — биотитовые гнейсы с эпидотом и амфиболом.

в табл. 1. Содержания малых элементов в биотите из пород разреза, установленные полуколичественными спектральными анализами, показаны на графиках, сопровождающих литолого-стратиграфическую колонку (рис. 1).

Горизонт 2. Породы горизонта макроскопически несколько отличны от пород горизонта 1, обладают тонкополосчатой текстурой, тонкомелкозернистые, розовато-серые и представлены микроклин-биотитовыми гнейсами со скаполитом. Для породы характерна гранобластовая, участками мирмекитовая структура, состав же главных породообразующих

Средние химические составы пород, слагающих разрез верхней части нижней подсвиты котозерской свиты

Оксиды	Горизонты											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	68,61	68,10	63,41	69,78	68,0	68,88	66,34	68,48	65,12	65,37	70,11	65,33
TiO ₂	0,38	0,40	0,70	0,15	0,35	0,28	0,57	0,56	0,67	0,57	0,31	0,62
Fe ₂ O ₃	16,16	16,41	16,54	15,75	15,69	16,03	16,08	15,45	16,03	16,25	15,61	16,63
Al ₂ O ₃	0,77	1,08	1,65	0,52	1,45	0,67	1,18	1,67	1,37	1,47	0,65	0,83
FeO	1,76	1,75	3,51	1,58	2,24	1,75	2,58	1,76	3,07	2,63	1,39	2,26
MnO	0,018	0,02	0,06	0,01	0,02	0,02	0,05	0,04	0,07	0,46	0,03	0,02
MgO	0,83	1,15	2,53	0,78	1,17	1,00	1,78	1,04	2,23	1,91	0,80	1,58
CaO	2,36	2,56	4,30	2,74	2,80	2,56	3,46	2,43	4,12	3,66	2,33	3,08
Na ₂ O	3,85	4,21	4,93	3,93	4,64	3,22	4,17	4,08	4,23	4,43	4,09	4,25
K ₂ O	4,30	3,61	1,70	4,02	3,18	3,61	2,65	4,17	1,72	2,17	3,77	4,12
H ₂ O	0,14	0,13	0,11	0,02	0,11	0,11	0,15	0,14	0,13	0,10	0,09	0,20
п.п.п.	0,46	0,52	0,75	0,51	0,68	0,63	0,88	0,01	0,8	0,96	0,60	0,68
P ₂ O ₅	0,14	0,11	0,25	0,16	0,17	0,08	0,15	0,07	0,12	0,31	0,05	0,31
Сумма	99,63	100,05	100,47	100,02	100,16	100,24	99,89	100,00	100,00	100,00	99,90	99,91

Числовые характеристики Ниггли

al	43	42	35	44	39	46	38	42	37	38	45	40
fm	11	18	26	13	20	15,8	22	16	25	24	12	19
c	12	12	18	14	13	13	15	12	20	16	12	13
alk	29	28	21	30	28	28	24	30	17	23	31	28
si	328	298	294	327	289	337	277	312	255	260	341	266
Fe ₂ O ₃ +FeO												
Fe ₂ O ₃ +FeO+MgO	60	53	48,3	55,5	57	53	47,1	56,0	48	47,5	52	48

щих минералов сходен с вышеописанными. Отличным является развитие по плагиоклазу (количество его достигает до 55%, № 40; $c:Ng \perp 010$ — 20°) скаполита до 3%, который развивается или по периферии зерен плагиоклаза, сохраняя последний лишь в виде реликтов округлой формы, или внутри его. Образования скаполита сильно трещиноваты и заполнены изотропным веществом. Количество микроклина не превышает 15%, биотита — 15% (плеохроирует от бледно-желтого по Np до почти черного, темно-коричневого, по Ng, показатель преломления $Ng' = 1,642$). Биотит развивается в породе также по трещинкам. В породе присутствует повышенное количество сфена, который образует крупные веретенообразной формы зерна до 1,2 мм в длину: ортит, рудный минерал (в основном, приуроченный к спайности в биотите). Спорадически отмечается эпидот, развивающийся по биотиту. Мощность горизонта — около 32 м.

Горизонт 3 сложен в основном амфибол-биотитовыми гнейсами с эпидотом, серыми крупнозернистыми, чаще всего массивными, редко со слабовыраженной полосчатостью, с очень характерным для них внешним обликом — на фоне темно-серой крупнозернистой массы выделяется округлой формы серовато-коричневатый (стекловатый) плагиоклаз (до 0,5 см в поперечнике). Для описываемых пород характерны гломеробластовая, лепидогранобластовая, весьма неравномернозернистая структура и следующий состав: плагиоклаз (N 32—40), образующий округлые зерна, окаймляемые мелкочешуйчатым биотитом и мелкозернистым агрегатом, состоящим из плагиоклаза, кварца и биотита; амфибол — до 3—5% — обычно ярко-зеленый, чаще всего в виде реликтов, замещенных биотитом, эпидотом и хлоритом ($c:Ng = 16^\circ$, $2V_{Np} = 40^\circ$; $Ng' - Np' = 0,021$); биотит — 15%, образует крупные пластинки, плеохроирующие в зеленых тонах, и мелкие чешуйки, окружающие крупные образования плагиоклаза и кварца. Аксессуары представлены апатитом, сфеном и ортитом. Из вторичных процессов, кроме образования эпидота, биотита и хлорита, наблюдается кальцитизация плагиоклаза.

В основании горизонта был прослежен маломощный (до 0,7 м) пропласток, содержащий, кроме вышеописанных минералов, значительное количество пироксена (до 30%) — диопсида ($c:Np = 49^\circ$, $2V = +60^\circ$, в шлифе слабозеленоватый), по которому развивается ярко-зеленая роговая обманка $2V = -67^\circ$; почти не плеохроирующий зеленовато-бурый биотит и эпидот; а также незначительное количество микроклина, развивающегося в интерстициях между зернами. Количество пироксена, амфибола, биотита в породе достигает 70%.

Кроме пропластка описанной породы, в пределах горизонта отмечаются маломощные линзы мелкозернистых амфиболитов мощностью до 0,5—0,7 м. Общая мощность горизонта — 5—8 м.

Горизонт 4 сложен в основном гранито-гнейсами. Это крупнозернистые массивные породы, иногда со слабовыраженной полосчатостью, розоватого или красного цвета с гранолепидобластовой структурой. Количество плагиоклаза (№ 22—25) и микроклина примерно одинаково — по 35%. Последний распределен неравномерно, образуя довольно широкие полосы (цепочки) при почти равновеликом размере зерен.

Биотит (10—12%) образует мелкие пластинки и приурочен, в основном, к границам минералов, плеохроирует от желтовато-зеленого до почти черно-бурого ($Nm = Ng' = 1,650$).

Вторичные минералы представлены альбитом и серицитом, развивающимися по олигоклазу. Аксессуары — апатит, мелкие зерна сфена, единичные зерна циркона, ортит.

Горизонт характеризуется интенсивными пегматитопоявлениями в виде тонких прожилков и жил (мощностью до 8 м) кварц-микроклин-ового состава, а также редкими маломощными прослоями амфибол-биотитовых гнейсов, подобных описанным выше. Мощность горизонта — 22,5 м.

Горизонт 5 сложен эпидот-биотитовыми гнейсами серыми, розовато-серыми, тонко-среднезернистыми, отчетливо слоистыми, часто пльчатными, с характерной гранолепидобластовой, пойкилобластовой (иногда участками катакластической) структурой.

Главные породообразующие минералы: плагиоклаз (№ 32—33) — до 50—70%, биотит — 5—30% (плеохроирует от светло-желтого до густо-бурого), $Nm = Ng' = 1,642—1,645$. Характерным для этих пород является присутствие эпидота (до 3—5%) и редких реликтов амфибола ($2v = -66^\circ$). Амфибол был отмечен лишь в породах на контакте с крупной (25×7 м) линзой амфиболита. Из вторичных минералов отмечены в ничтожном количестве хлорит и мусковит (отмечаются симплектиты мусковита с кварцем); из аксессуаров — повышенное содержание сфена как в виде единичных мелких зернышек, так и крупных землистых масс, почти всегда ассоциирующих с биотитом и рудным минералом. Кроме сфена, присутствуют апатит, рудный, ортит.

Среди пород данного горизонта, кроме вышеуказанной линзы амфиболита, отмечаются незначительные прослои биотитовых гнейсов с микроклином, мощностью до 0,35 м в средней части горизонта и 1—2 м в верхней части его. Мощность горизонта в целом — 75 м.

Горизонт 6 сложен преимущественно красными, розовато-красными крупно- или среднезернистыми массивными гранито-гнейсами, местами рассланцованными, с подчиненным количеством прослоев мелкозернистых тонкослоистых микроклин-биотитовых гнейсов мощностью 3—5 м и среднезернистых серых, темно-серых эпидот-амфиболсодержащих гнейсов, аналогичных описанным выше, мощностью до 5—6 м.

Для гранито-гнейсов данного горизонта отличным является постоянное присутствие крупных образований интенсивно сосжоритизированного плагиоклаза (№ 29—31) до 35%, окруженного мелкозернистым агрегатом плагиоклаза II генерации или обтекающими чешуйками биотита, и крупных образований кварца как линзовидно-полосчатых, ленточных, длиной до 3—4 мм, так и в виде больших зерен (1—2 мм) с сильным волнистым угасанием. Последние всегда заключают в себе мелкие пластинки биотита, реликты плагиоклаза и свежие мелкие зерна микроклина.

Биотит (5—15%) обычно мелкочешуйчатый, часто подчеркивающий сланцеватость (гнейсовидность) породы, плеохроирует в желтовато-коричневых тонах $Nm = Ng' = 1,645—1,650$. Из аксессуаров постоянными являются ортит, апатит, единичные зерна циркона. В единственном случае наблюдался рудный минерал (до 0,7%) в виде бесформенных масс в ассоциации с биотитом, образующих прерывистые цепочки.

Кроме тонкослоистых микроклин-биотитовых гнейсов, переслаивающихся с гранито-гнейсами, в основании горизонта отмечены очень мелкие линзочки (0,5×0,1 м) мелкозернистых амфиболитов, а также крупная линза (21,0×7,0 м) крупнозернистого плагиоклазового амфиболита (состав: зеленовато-желтый амфибол 70%, $c: Ng = 20^\circ$, $2V = -66^\circ$ реликтовые зерна диопсида ($c: Ng = 42^\circ$), $2V = +60^\circ$ незначительное количество плагиоклаза, кварца и вторичных: эпидота, кальцита, микроклина; из аксессуаров отмечен лишь сфен). Мощность горизонта — 75 м.

Горизонт 7. Начиная с этого горизонта, характер разреза меняется. Лейкократовые микроклинсодержащие породы, характерные для

нижней части разреза, теперь имеют подчиненное значение (мощность их не превышает 25 м), уступая место амфиболсодержащим породам.

Седьмой горизонт сложен эпидот-биотитовыми гнейсами с микроклином или без него, грубослоистыми, за счет присутствия в породе большого количества кварц-микроклинового гранит-пегматита, образующего линзочки (3×5 см) и прослойки до 1 см мощностью. Мощность горизонта достигает 17,5 м.

Горизонт 8 сложен крупнозернистыми розовато-красными гранито-гнейсами, массивными, рассланцованными и порфиробластическими, местами переходящими в биотит-микроклиновые гнейсы. Петрографический состав, характер взаимоотношений и количественный состав главных породообразующих минералов гранито-гнейсов аналогичны породам шестого горизонта. Наиболее характерным для пород этого горизонта является: 1) порфиробластическая структура и значительное развитие мирмецитовых структур, 2) относительно большая мусковитизация и альбитизация, а также присутствие весьма соскюритизированного плагиоклаза (№ 30—32), 3) плеохроизм биотита в желтовато-коричневых тонах, $Nm = Ng' = 1,647—1,648$.

Мощность горизонта — 13,7 м.

Горизонт 9 сложен, в основном, характерными для верхней части описываемого разреза амфибол-биотитовыми гнейсами, интенсивно рассланцованными.

Для них характерна гранолепидобластовая или гломеробластовая структура, участками катакластическая, и следующий количественно-минеральный состав: плагиоклаз (№ 30—35) — 15—70%; присутствуют как крупные, до 3—4 мм в длину, соскюритизированные образования, так и мелкие зерна (№ 40—42). Крупные индивиды плагиоклаза «обтекаются» мелкозернистой массой, состоящей из амфибола, биотита, плагиоклаза, кварца (последнего не более 10%). При этом лентоподобные образования кварца изгибаются согласно с обтекающей плагиоклаз «основной» массой (свойственно для рассланцованных пород). Крупнозернистый амфибол присутствует в количестве от единичных зерен до 50 % ($Ng' = 1,704$, $Np' = 1,684$, $2V = -55^\circ$).

Биотит (5—10%) носит почти всегда вторичный характер, развиваясь по амфиболу, в крупных пластинках или мелких чешуйках, приуроченных к плоскости рассланцевания ($Nm = Ng' = 1,648—1,653$).

Кроме перечисленных минералов, присутствуют единичные зерна микроклина. Аксессуары представлены апатитом. В данном горизонте отмечаются редкие маломощные (1—2 м) прослои розовато-красных гранито-гнейсов и микроклин-биотитовых гнейсов. В верхней части горизонта отмечается большое количество различной формы и размеров (15—30 см) линзочек, будин и прослоев тонко-мелкозернистых темно-серых биотитовых гнейсов следующего состава: биотит — до 15% (зеленый, $Nm = Ng' = 1,645$), плагиоклаз (№ 30—32), интенсивно соскюритизированный и иногда хлоритизированный до 30—50%, микроклин — до 2% и единичные зерна граната. Подобные образования были встречены в одном обнажении. Кроме того, для горизонта характерно постоянное присутствие прожилков микроклинового гранит-пегматита до 10—15 см мощностью, а также линзочек мелкозернистого амфиболита и пропластков мелкозернистых амфиболовых гнейсов мощностью до 0,3—1 м. Мощность горизонта в целом — 22,5 м.

Горизонт 10 (пласт) сложен тонко-мелкозернистыми тонкослоистыми и рассланцованными, иногда порфиробластическими, микроклин-биотитовыми гнейсами, аналогичными описанным выше (см. горизонты 1, 2). Мощность пласта — 2 м.

Горизонт 11 сложен массивными порфиробластическими и реже полосчатыми микроклин-биотитовыми гнейсами, аналогичными породам в горизонтах 4, 6 и 8 и содержащими маломощные прослои (до 0,5 м) крупнозернистых массивных амфибол-биотитовых гнейсов, обычных для разреза. Мощность горизонта — 25 м.

Горизонт 12 сложен серыми среднезернистыми эпидот-амфибол-биотитовыми гнейсами. Мощность горизонта (неполная) — 12,5 м.

Из приведенного выше описания выделенных в разрезе литолого-стратиграфических горизонтов видно, что, с одной стороны, каждый из них характеризуется присущими ему петрографо-минералогическими

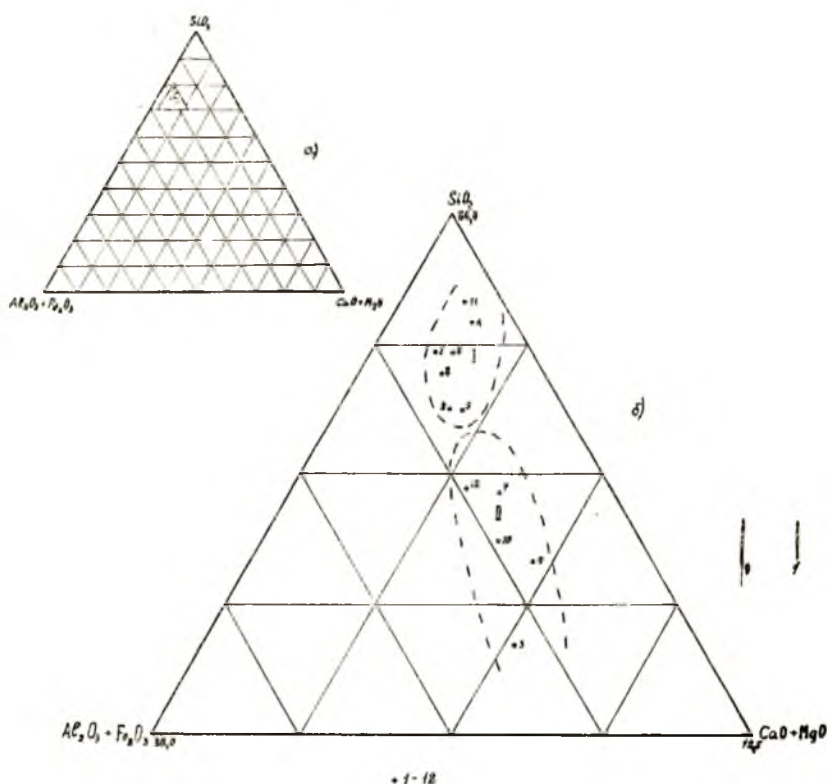


Рис. 2. Диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3) - (\text{CaO} + \text{MgO})$ для пород верхней части разреза нижней подсвиты котозерской свиты

1, 2, 3, 4 и т. д. — номера горизонтов разреза (см. рис. 1), I — поле пород с низкой известковистостью, II — поле пород с относительно повышенной известковистостью.

особенностями, а с другой — что по этим особенностям отчетливо выделяются две группы пород. Первая, преобладающая в нижней части разреза, характеризуется существенной ролью микроклина в составе пород и гранитизацией их, интенсивно проявленной здесь в большинстве горизонтов. Вторая группа пород, преобладающая в верхней части описываемого разреза, характеризуется присутствием в составе биотитовых гнейсов амфибола, эпидота или обоих этих минералов. Гранитизированными здесь являются породы в значительно меньшем числе горизонтов, чем в нижней части разреза. Породы обеих групп визуально резко отличаются друг от друга и их различие, видимое макроскопически непо-

средственно при полевых наблюдениях, находит свое отражение в особенностях минерального состава. Это обстоятельство, казалось бы, дает основание предполагать существенные различия в характере и первичных пород, из которых вследствие регионального метаморфизма и ультраметаморфизма образовались породы, составляющие современный разрез.

Однако из сопоставления двух диаграмм $\text{SiO}_2 - (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3) - (\text{CaO} + \text{MgO})$ видно, что эти различия очень малы, и на рис. 2а все породы попадают в одно поле глинистых песчаников [2]. Только при значительном увеличении масштаба диаграммы на рис. 2б устанавливается, что первая группа пород представляет собой слабоизвестковистые глинистые песчаники, а вторая — глинистые песчаники с несколько повышенной относительно первой группы известковистостью.

В связи с этим нельзя не обратить внимания на то, что такого тонкого различия в химизме первичных пород оказалось достаточно для того, чтобы при ультраметаморфизме одни породы (первой группы) оказались интенсивно гранитизированными, в то время как породы второй группы, переслаивающиеся с первыми, преобразовались в мигматиты. Сопоставление чисел Ниггли (al и $alk+c$) подтверждает, что в строении описываемого разреза принимают участие породы, первичный характер которых определяется принадлежностью их к глинистым, известковым и аркозовым песчаникам (табл. 2).

Таблица 2

Характеристика разреза первичных пород по числам Ниггли

№ горизонта (снизу вверх)	al	$alk+c$	Характер первичных пород
1	43	41	Аркозовый песчаник
2	42	40	Аркозовый песчаник
3	35	39	Известковый песчаник
4	44	44	Аркозовый песчаник
5	39	41	Известковый песчаник
6	46	39	Глинистый песчаник
7	38	39	Известковый песчаник
8	42	42	Аркозовый песчаник
9	37	37	Песчаник
10	38	39	Известковый песчаник
11	45	43	Глинистый песчаник
12	40	41	Известковый песчаник

Как видно на рис. 3, отношение $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Na}_2\text{O}$, являющееся по Ф. Петтиджону [6] показателем зрелости осадков, варьирует в породах всех горизонтов незначительно. Но в связи с сильной изменчивостью отношения $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O}$ на диаграмме $\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O}} - \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Na}_2\text{O}}$ также отчетливо обособляются две группы пород. Естественно, что в группу с повышенными значениями отношения $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O}$ попадают гранитизированные породы 1, 2, 4, 6, 8 и 11-го горизонтов, исходными для которых были аркозовые и глинистые песчаники.

На рис. 26 можно видеть, что глинистость песчаников была приблизительно одинаковой во всех горизонтах. Отличие же их, как говорилось выше, заключалось в относительно большей или меньшей известковистости, колебания которой носят периодический характер. На диаграмме $\frac{\text{TiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ — Al_2O_3 (элементов, являющихся наименее подвижными при метаморфизме) наблюдается также некоторая дифференциация в расположении точек (рис. 4). При этом точки 1, 2, 5, 11, 6, 4-го горизонтов рас-

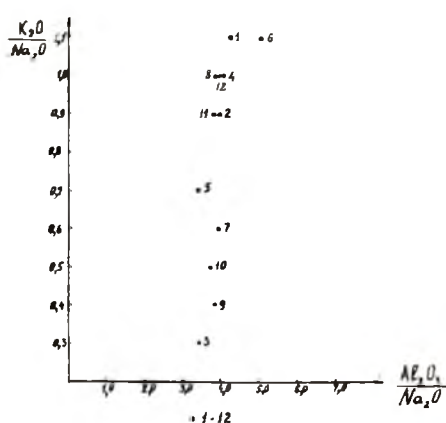


Рис. 3. Диаграмма $\text{K}_2\text{O}:\text{Na}_2\text{O}$ — $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{Na}_2\text{O}$ для пород верхней части разреза нижней подсвиты котозерской свиты

1—12 — номера горизонтов разреза (см. рис. 1).

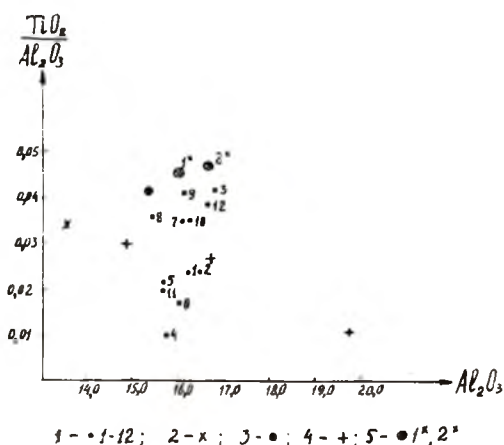


Рис. 4. Диаграмма $\text{TiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3$ — Al_2O_3 для пород верхней части разреза нижней подсвиты котозерской свиты

1 — номера горизонтов разреза (см. рис. 1), 2 — средний состав аркозовых песчаников, 3 — средний состав глинистых пород, 4 — средние составы монтмориллонитовых глин, 5 — средний состав юрских и меловых глин Русской платформы.

полагаются несколько ниже (отношение $\frac{\text{TiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ от 0,010 до 0,025%), а точки, соответствующие средним составам пород 3, 7, 8, 9, 10, 12-го горизонтов, характеризующихся относительно повышенной известковистостью, образуют изолированное поле со значениями отношения $\frac{\text{TiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$

от 0,034 до 0,042. Для сравнения на диаграмму нанесены точки, соответствующие средним составам аркозовых песчаников — по Пустовалову Л. В., монтмориллонитовым глинам — по М. В. Викуловой и глинистым породам по Ф. Кларку [1]. Близко ко второй группе точек располагаются средние составы юрских и меловых глин Русской платформы. Можно предположить, что периодичность колебаний известковистости первичных пород рассматриваемого разреза связана в определенной степени с периодичностью вулканической активности.

Как видно из табл. 1 и 3, породы 1, 2, 4, 6, 8, 11 и 12-го горизонтов характеризуются повышенными значениями $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, общей железистости и числа t при почти постоянном значении $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$, показывающим, что состав кластогенных пород по разрезу существенно не менялся. Повышенное значение $\text{CaO}/\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3$, изменение железистости, низкие значения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, отрицательные значения числа t , т. е. параметров метаморфизованных осадочных пород, связанных с палеотектоническим режимом и характеризующих степень дифференциации осадков [3], а также увеличенные содержания Ni, V, Cr и Cu

в породах 3, 5, 7, 9 и 10-го горизонтов могут указывать на степень обогащения осадков карбонатно-мергелистым или туфогенным материалами.

Таблица 3

Погоризонтные геохимические параметры пород разреза 2

Геохимические параметры	Горизонты											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{SiO}_2}$	0,24	0,24	0,26	0,25	0,23	0,23	0,24	0,23	0,25	0,25	0,22	0,25
$\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O}}$	1,11	0,85	0,34	1,02	0,68	1,12	0,63	1,02	0,41	0,48	0,92	0,96
$\text{CaO}/\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3$	0,13	0,13	0,21	0,15	0,15	0,14	0,22	0,14	0,24	0,21	0,13	0,19
$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$	4,2	3,9	3,3	4,0	3,4	3,6	3,8	3,9	3,8	3,7	3,8	3,9
t	2	2	—4	0	—2	7	—1	0	0	0	2	1

При изучении распределения некоторых микроэлементов (Mn, Ni, V, Cr, Co и Cu) в породах рассматриваемого разреза мы сравнили его с распределением этих элементов в современных осадках (песках, алевритах, глинистых, глинисто-известковых и известково-глинистых илах) Черного моря [4]. Если отвлечься от абсолютных значений содержания микроэлементов в указанных осадках и характеризовать их для каждого элемента в соответствующем осадке относительно как высокое, выше среднего, среднее или низкое, а затем сопоставить для каждого горизонта описываемого разреза такие же относительные значения по этим микроэлементам, то полученные результаты также приводят к характеристике первичных пород как глинистых песчаников переменной, но небольшой известковистости, слагавших разрез в такой последовательности:

- 1-й горизонт — слабоизвестковистый глинистый песчаник;
- 2-й — слабоизвестковистый глинистый песчаник с незначительно повышенной известковистостью относительно первого горизонта;
- 3-й — известковистый глинистый песчаник;
- 4-й — глинистый песчаник;
- 5-й — известковистый глинистый песчаник;
- 6-й — глинистый песчаник;
- 7-й — известковистый глинистый песчаник;
- 8-й — аркозовый песчаник (или алеврит);
- 9-й — известковистый глинистый песчаник;
- 10-й — известковистый глинистый песчаник;
- 11-й — глинистый песчаник;
- 12-й — известковистый глинистый песчаник.

Вполне удовлетворительная сходимость определения характера первичных пород изученного разреза несколькими указанными способами позволяет, по нашему мнению, говорить о достаточной его надежности и о возможности применения при дальнейшем изучении разрезов беломорид.

Литература

1. Войткевич Г. В., Мирошликов А. Е., Поваренных А. С., Прохоров В. Г. Краткий справочник по геохимии. М., «Недра», 1970.
2. Мейсон Р. Основы геохимии. М., «Недра», 1971.

3. Предовский А. А., Воинов А. С., Богданов Ю. Б. Применение геолого-геохимических методов для расчленения и корреляции разрезов докембрия.— Сб.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1971.

4. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.

5. Шуркин К. А., Горлов И. В., Салье М. Е., Дук В. Л., Никитин Ю. В. Беломорский комплекс северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. М.—Л., Изд. АН СССР, 1962.

6. Pettijohn F. Sedimentary rocks. Sed., 1957, N 4.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В НЕКОТОРЫХ ПОРОДАХ И МИНЕРАЛАХ ЗАПАДНОЙ И КОТОЗЕРСКОЙ СВИТ БЕЛОМОРСКОГО КОМПЛЕКСА (ЧУПИНО-ЛОУХСКИЙ р-н)

Геохимические исследования пород, составляющих разрез беломорид Чупинского р-на, проводились в комплексе с геологическим, литолого-петрографическим и петрохимическим изучением, целью которого являлось получение объективных и сопоставимых данных для выяснения зависимости особенностей этих пород от их положения в разрезе. Эти исследования заключались в отборе проб горных пород и моно-минеральных фракций из них (биотита, амфибола и граната) на полуколичественный спектральный анализ для выявления набора элементов, свойственного для каждой исследуемой породы (а также и для минералов, входящих в нее) и характеризующего ее особенности на определенном стратиграфическом уровне.

В данной статье изложены результаты изучения характера распределения малых элементов в породах западной и котозерской свит на основе 304 полуколичественных спектральных анализов пород и 410 анализов минералов.

Ниже приводится краткая характеристика разреза изученных пород. Породы западной свиты лежат в основании разреза беломорид и представлены, главным образом, микроклин-биотитовыми гнейсами и гранито-гнейсами с подчиненным количеством биотитовых гнейсов и спорадически появляющихся пород с эпидотом и амфиболом. Появление последних в разрезе позволило разделить западную свиту на три части: нижнюю (Agn_{1-1}), среднюю (Agn_{1-2}) и верхнюю (Agn_{1-3}) подсвиты. Нижняя подсвита характеризуется чередованием весьма сходных по минеральному составу, но резко различающихся текстурно-структурными особенностями, микроклин-биотитовых гнейсов и гранито-гнейсов. В средней части подсвиты наблюдается довольно мощная пачка амфибол-биотитовых гнейсов. Средняя подсвита начинается с появления в разрезе среди гранито-гнейсов различной мощности линз, будин и пластообразных тел амфиболитов, перекрывающихся темно-серыми среднезернистыми, чаще массивными эпидот-амфибол-биотитовыми гнейсами, где амфибол образует небольшие линзовидные и гнездообразные скопления. Верхняя часть средней подсвиты сложена, в основном, тонкополосчатыми и полосчатыми тонкозернистыми темно-серыми до черных биотитовыми гнейсами, переслаивающимися с гранито-гнейсами, присутствующими в подчиненном количестве.

Верхняя подсвита западной свиты по составу несколько напоминает нижнюю. В основном, это гранито-гнейсы, часто гранитоподобного облика с небольшими участками биотитовых и микроклин-биотитовых гнейсов полосчатой (слоистой) текстуры. Частое появление в разрезе амфибол-биотитовых, амфибол-эпидот-биотитовых и эпидот-биотитовых гнейсов характеризует смену пород западной свиты породами котозерской, которая также подразделена на 3 подсвиты: нижнюю (Agn_{2-1}), среднюю (Agn_{2-2}) и верхнюю (Agn_{2-3}). По исчезновению из

разреза свиты мощных горизонтов (пластов) микроклин-биотитовых гнейсов или гранито-гнейсов, еще широко развитых в пределах нижней подсвиты, проводится граница между нижней и средней подсвитами. Вторым признаком, характерным для средней подсвиты, является появление в низах ее нескольких горизонтов мощностью от 4 до 20 м дистен-гранат-биотитовых и «ржавых» гранат-биотитовых гнейсов. Средняя часть разреза средней подсвиты характеризуется присутствием аплитовидных мусковитизированных биотитовых гнейсов и светло-серых биотитовых гнейсов с гранатом.

Верхняя часть подсвиты представлена ортоамфиболитами.

Верхняя подсвита котозерской свиты начинается с мощной пачки переслаивающихся между собой эпидот-биотитовых, амфибол-биотитовых с эпидотом и спорадическим микроклином эпидот-амфибол-биотитовых и, в незначительном количестве, биотитовых гнейсов, перекрывающихся не менее мощной пачкой крупнозернистых массивных или слабобассланцованных гранатовых амфиболитов.

Следует отметить, что амфиболиты всех разновидностей весьма широко представлены во всех подразделах свиты, при наибольшей мощности в верхней подсвите. Породы, слагающие западную и котозерскую свиты, претерпели метаморфизм в условиях амфиболитовой фации при интенсивной мигматизации, гранитизации некоторых из них.

Как уже было показано в литературе [1, 4], первичное распределение элементов, качественная и количественная характеристика их, в основном, сохраняется в породах, метаморфизованных в условиях прогрессивного регионального метаморфизма вплоть до гранулитовой фации включительно. На этих стадиях происходит, главным образом, перевод малых элементов в миграционное состояние, некоторое перераспределение их между минералами, накопление в межзерновых пространствах, очистка минералов от элементов-примесей и т. д., коренное же перераспределение элементов в породах происходит, в основном, на стадии ультраметаморфизма. Известно, что существует определенная зависимость распределения малых элементов от условий образования осадочных геологических формаций [5]. Таким образом, геохимическая специализация породы, с учетом ее положения в стратиграфическом разрезе и структуре, может служить основанием для восстановления в общих чертах условий осадконакопления и их изменений во времени.

При выделении пород в литолого-петрографические группы, по которым на определенном стратиграфическом уровне объединялись анализы для определения средних содержаний и кларков концентраций элементов, учитывалось сходство минерального состава, а также текстурно-структурные особенности объединяемых пород. Кроме средних содержаний элементов в породах, для их характеристики учитывалась и частота встречаемости их (коэффициент встречаемости).

Ввиду того, что анализы минералов дают возможность уловить более тонкие изменения содержания элементов при более полных наборах их, нежели в породах, а также возможность сопоставлять данные и отдельных анализов, основное внимание было обращено на геохимическую характеристику минералов (биотитов, амфиболов, гранатов и, в некоторых случаях, пироксенов).

Наиболее полно охарактеризованными по распределению, набору и содержанию микроэлементов как в породах, так и в минералах являются гранито-гнейсы, микроклин-биотитовые и биотитовые гнейсы обеих свит, эпидот-биотитовые гнейсы, плагиоклазовые и гранатовые амфиболиты, а также дистен-гранат-биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы котозерской свиты.

Биотитовые гнейсы западной и котозерской свит характеризуются весьма сходным набором малых элементов, как постоянно присутствующих Be, Mn, Pb, Mg, Ga, V, Ti, Cu, Co, Ni, Zr, Sr, Cr, Ba, так и спорадически появляющихся La, Sc, Y, Ag, Zn, P. При этом содержание большинства микроэлементов находится в пределах ниже кларкового или несколько приближаясь к значению последнего и лишь концентрации Ga, Ti, Cr, Ag отмечаются в значениях, несколько выше кларковых. Следует отметить, что в биотитовом гнейсе верхней подсвиты котозерской свиты содержание этих же элементов ниже кларкового. Весьма устойчивыми содержаниями как в пределах разрезов подсвит, так и в пределах обеих свит отличаются Be, Cu, Pb, Co, Zr, Ti, Ni, V от Mg, Ba, Mn, Sr, Cr, Ga, вариации содержания которых значительны (рис. 1).

Некоторую закономерность в распределении можно отметить у Ba, содержание которого постепенно уменьшается от низов западной свиты к верхам котозерской (от 0,108 до 0,052%), а также и у La, который в отличие от западной свиты в биотитовых гнейсах котозерской свиты отмечен лишь в нижней подсвите, причем содержание его уменьшается снизу вверх по разрезу от 0,005 до 0,001%, а встречаемость — от 0,5 до 0,1. Биотитовые гнейсы различных подсвит характеризуются почти одним и тем же набором элементов, но несколько разнятся количественными отношениями (рис. 1). Так, биотитовые гнейсы нижней подсвиты западной свиты характеризуются максимальными содержаниями Ba, а гнейсы средней подсвиты — максимальными содержаниями Mn; в гнейсах же верхней подсвиты западной свиты отмечено максимальное содержание Ga, La и повышенное содержание Cr. Для нижней подсвиты котозерской свиты характерны максимальные содержания La, Zn и повышенные содержа-

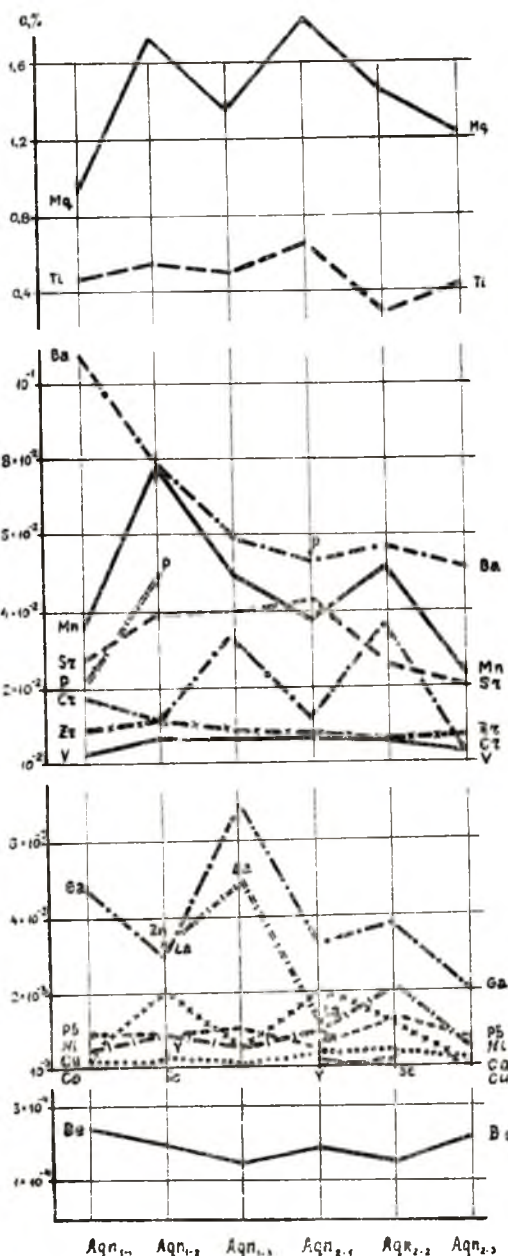


Рис. 1. Диаграмма распределения малых элементов в биотитовых гнейсах западной (Agn_1) и котозерской (Agn_2) свит.

ния Ti, Mg, P, Cu, а для средней подсвиты — максимальное содержание Ni и минимальное — Ti.

Следует отметить и такую особенность, как встречаемость* элементов в различных подсвитах (рис. 5). Так, например, встречаемость Ni в биотитовых гнейсах нижней подсвиты западной свиты равна 0,4, а в средней ее подсвите — 1,0. Встречаемость же Co в пределах западной свиты возрастает от низов разреза к верхам его от 0,2 до 1,0, а в пределах котозерской — уменьшается от 0,65 до 0,40. Почти аналогично ведут себя Pb и Zr; в верхней части котозерской свиты отмечается уменьшение коэффициента встречаемости и у Ba (от 1,0 до 0,8).

Микроклин-биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы обеих свит как по набору постоянных и спорадически встречающихся элементов, так и по числу тех элементов, концентрации которых близки или несколько превышают кларковые, совершенно не отличаются от биотитовых гнейсов. Можно лишь отметить, что в гранито-гнейсах западной свиты и нижней подсвиты котозерской свиты не встречены Sc и Zr. Sc не отмечен и в микроклин-биотитовых гнейсах западной свиты.

Резкие отклонения содержаний в микроклин-биотитовых гнейсах наблюдаются у Ba и Mg (рис. 2), менее значительные у Mn, Sr, Cr, Ga и незначительные у Be, Co, Ni, Cu, Pb, V, Zr. Так, количество Mg в средней подсвите западной свиты по сравнению с нижней увеличивается от 0,5 до 1,5%, уменьшаясь в верхней подсвите до 0,65%. В котозерской свите содержание Mg в этих же породах снова увеличивается до 1% в нижней подсвите и, почти не изменяясь в средней, уменьшается в верхней части разреза свиты до 0,75%. Содержание Ba в микроклин-биотитовых гнейсах уменьшается от нижней подсвиты западной свиты к верхней ее подсвите от 0,09 до 0,05%, вновь увеличивается в нижней подсвите котозерской свиты до 0,08%, достигая в средней подсвите максимального содержания, равного 0,1%, и опять уменьшается в верхней подсвите до 0,08%. Очень схожий характер изменения содержаний в общем разрезе обеих свит наблюдается у Mn, Sr, Ga, Cr. От нижней подсвиты западной свиты они увеличиваются в 2—2,5 раза к ее верхней подсвите, а затем постепенно уменьшаются к верхам котозерской свиты до первоначальных значений. Из диаграммы распределения и встречаемости микроэлементов (рис. 2 и 5) для микроклин-биотитовых гнейсов устанавливаются некоторые характерные черты их в зависимости от положения в разрезе свит. Так, гнейсы нижней подсвиты западной свиты характеризуются максимальными содержаниями Ba при низком содержании других элементов, а также и низкими коэффициентами встречаемости: Ni (0,17), Pb (0,4), Cr (0,5), Zr (0,8).

Гнейсы средней подсвиты отличаются максимальными содержаниями Mn, Mg, Sr, Ga, присутствием Y, La, Zr и стопроцентной встречаемостью почти всех элементов, за исключением Cu и Co, равной 0,75. В микроклин-биотитовых гнейсах верхней подсвиты той же свиты отмечено максимальное содержание Cr, минимальное — Mg и Ba. Низкий коэффициент встречаемости (0,60) имеют Be и Co.

Микроклин-биотитовые гнейсы котозерской свиты характеризуются очень близкими содержаниями большинства элементов в подсвитах по отношению к гнейсам западной свиты и в этом отношении почти не различимы от гнейсов ее верхней подсвиты. Несколько отличны от них микроклин-биотитовые гнейсы средней подсвиты котозерской свиты. В них отмечено значительное увеличение содержания Be и очень низкие

* Постоянное присутствие элемента во всех пробах определенной разновидности принято за 1 или 100%.

коэффициенты встречаемости Co (0,20), Pb (0,4), Ni (0,70). Следует отметить, что в нижней подсвите этой свиты содержание Ba в 1,5 раза выше, чем в верхней подсвите западной свиты, а в отдельных случаях появляется Sc, Y, La, P, Ag.

Гранито-гнейсы западной свиты и нижней подсвиты котозерской свиты характеризуются незначительными колебаниями содержаний большинства элементов (рис. 3), лишь содержание Ba увеличивается от низов западной свиты (0,045%) к котозерской (0,12%). Очень близки вариации содержаний Sr и Ga, максимальная концентрация которых отмечается в гранито-гнейсах верхней подсвиты западной свиты.

Гранито-гнейсы нижней подсвиты западной свиты (рис. 3, 6) характеризуются минимальными содержаниями Sr, Ga, Ba и встречаемостью Cr, Zr и Ni, равной 0,7. В средней подсвите в этих породах отмечается в единичных случаях появление Y и Co и низкий коэффициент встречаемости Ni (0,5). Гранито-гнейсы верхней подсвиты характеризуются максимумом содержания Sr и Ga и редким присутствием La; коэффициент встречаемости большинства элементов равен 1 и лишь у Co — 0,4. В этих же породах нижней подсвиты котозерской свиты отмечено максимальное содержание Ba, а также появление в отдельных случаях Ag и P. Характерно некоторое снижение коэффициента встречаемости у Be (0,83), Zr (0,90), а также Pb, Cu, Ni, Cr.

Изучение распределения малых элементов в эпидот-биотитовых гнейсах показало, что концентрации большинства элементов в них значительно меньше кларковых, за исключением Mg, Ga и Cr, для которых отмечаются несколько повышенные их значения относительно кларковых и Ag, содержание которого равно кларковому. При этом нужно подчеркнуть, что набор малых элементов и их содержания в целом по разрезу свит не являются постоянными. Так, в средней и верхней подсвитах котозерской свиты не отмечены La, Ag, а Sr и P — в средней подсвите. Колебание со-

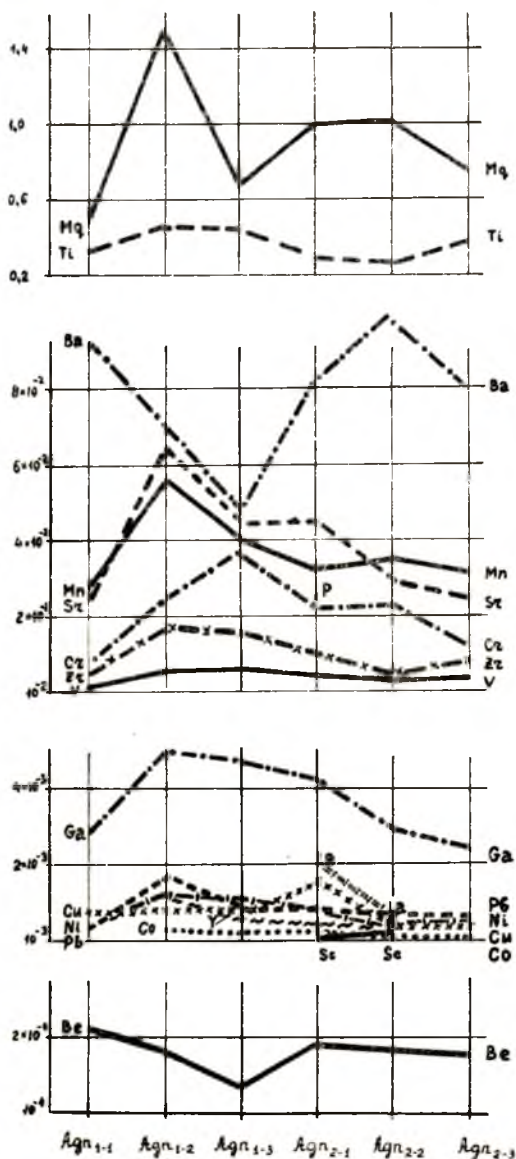


Рис. 2. Диаграмма распределения малых элементов в микроклин-биотитовых гнейсах западной (Agn1) и котозерской (Agn2) свит.

держаний большинства элементов незначительное и только у Mg, Mn, Ba, Sr они меняются в 1,5—3 раза. Наблюдается общая направленность к увеличению содержания Mg и Mn к верхней части котозерской свиты (рис. 4), а у Sr и Ba — к уменьшению содержаний в гнейсах ее

средней подовиты. В целом же для эпидот-биотитовых гнейсов нижней подсвиты характерно высокое содержание Sr и Ba, небольшое содержание Mn и Mg. Дополнительной характеристикой пород нижней подсвиты может служить и встречаемость Sr и Co, которая ниже, чем в средней и верхней подсвитах, и составляет соответственно 0,90 и 0,70. Гнейсы средней подсвиты отличаются от нижней и верхней подсвит низким содержанием Sr и Ba, максимальными Ni и спорадической встречаемостью свинца (около 0,25). В эпидот-биотитовых гнейсах верхней подсвиты отмечены максимумы Mg и Mn, характерна также и стопроцентная встречаемость большинства элементов, за исключением Pb (0,80), а также Zn (0,50), Sc (0,30), P (0,30), Y (0,30).

Распределение, а также содержание микроэлементов в глиноземистых гнейсах на примере кианит-гранат-биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов, отмеченных в средней подсвите котозерской свиты, образующих довольно выдержанные пласты по простиранию, показало, что количество малых элементов в кианит-гранат-биотитовых гнейсах с содержаниями выше кларковых (Pb, Ga, Co, Cr, Mg), а также приближающимися или равными им (V, Ti, Cu, Ni, Sr, Sc), больше, чем у описанных выше пород и гранат-биотитовых гнейсов. В последних содержания, имеющие кларковые значения, наблюдаются у Mg, Mn,

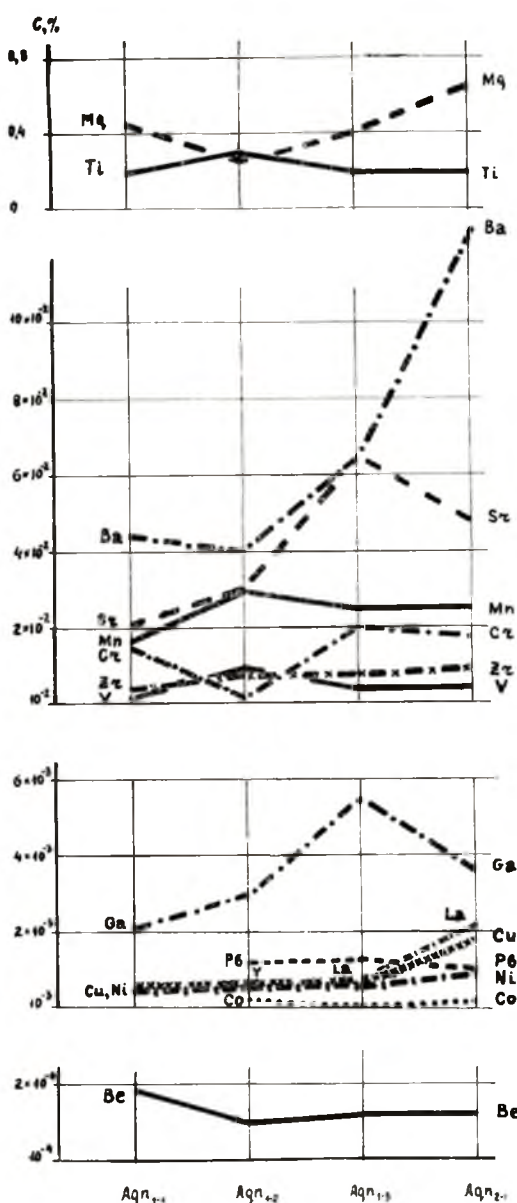


Рис. 3. Диаграмма распределения малых элементов в гранито-гнейсах западной (Agn₁) и котозерской (Agn₂) свит.

Ga, Ti, Cr. Отличительным для дистен-гранат-биотитовых гнейсов является также повышенное содержание Pb, количество которого достигает 0,08% по сравнению с 0,001 вес. % в гранат-биотитовых гнейсах, и присутствие Mo в отдельных пробах.

Изучение распределения микроэлементов в амфиболитах обеих свит (как в гранатowych, так и в плагиоклазовых разностях) показало, что концентрации большинства элементов в них не превышают кларковых значений.

В гранатowych амфиболитах «избыточными» (элементы, присутствующие в количествах, больших по сравнению с кларком) являются Ga, V, Ti, Co, Cr. Резкий дефицит отмечен для Pb, Zr, P, Y, Zn. Содержание Sc, Cu, Ni находится в значениях, близких к кларковым. При этом концентрация Cu в нижней подсвите котозерской свиты в амфиболитах выше кларковых, в то же время в средней подсвите отмечается дефицит его. В плагиоклазовых разностях к элементам, содержащимся, в значениях, близких к кларковым или несколько превышающих последние, относятся лишь Be, Ga и Cr, остальные элементы находятся в значениях, меньших кларковых, а Pb, Zn и P характеризуются резко отрицательными аномальными значениями. Как известно, элементы избыточные, а также дефицитные для данных амфиболитов, характерны для основных магматических пород. В отличие от амфиболитов распределение микроэлементов в друзитовых габбро, приведенных нами для сравнения, несколько иное: в значениях выше кларковых или равных им здесь находятся лишь Be, Ni и Cr. Остальные элементы характеризуются дефицитными значениями своих содержаний — Mn, V, Ti, Cu, Co, Zr, Sr, Sc, Y. У нас имелась возможность сравнить по содержанию и набору малых элементов гранатowe амфиболиты нижней и средней подсвит котозерской свиты, а также данные породы с полевошпатовыми разностями. Для большинства малых элементов в этих породах обеих подсвит не наблюдалось резких вариаций содержания, кроме как у Be, Ti, Cu, Co, Ba, Zn, концентрации которых в нижней подсвите выше (Ti—2% против 0,9 в средней), в то время как

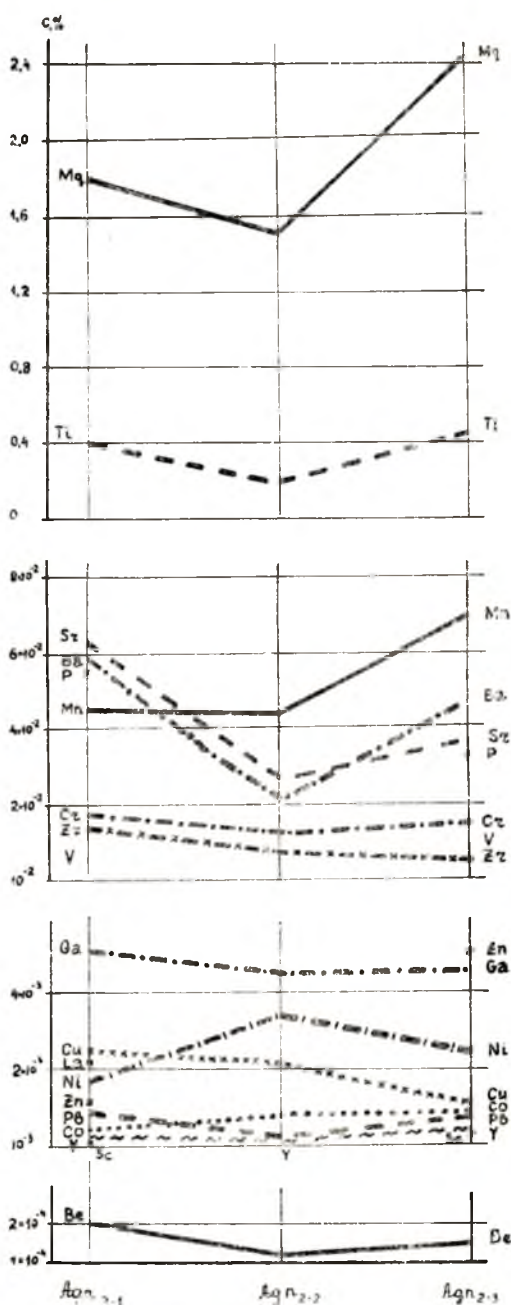


Рис. 4. Диаграмма распределения малых элементов в эпидот-биотитовых гнейсах котозерской (Agn_2) свиты.

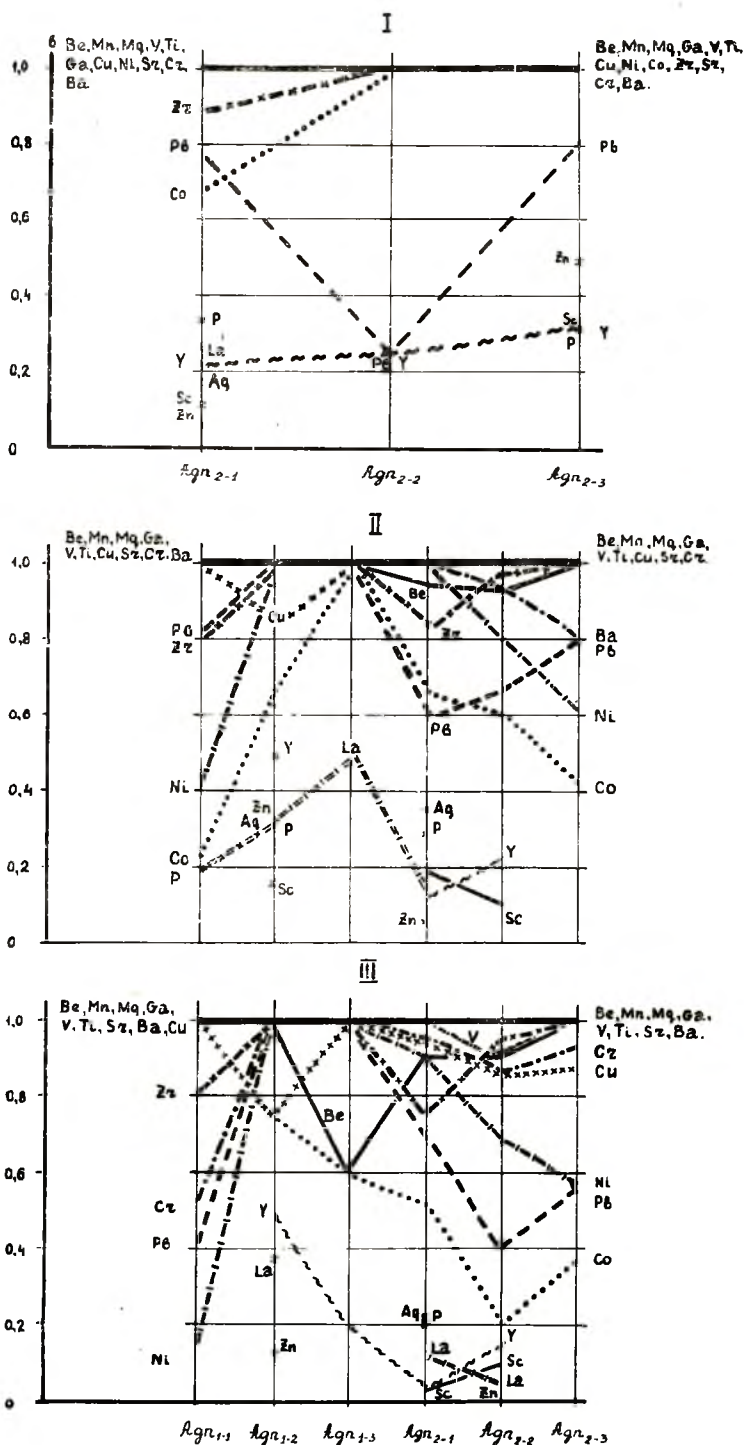


Рис. 5. Диаграмма встречаемости малых элементов в некоторых породах западной (Ag_{n1}) и котозерской (Ag_{n2}) СВИТ.
 I — в эпидот-биотитовых гнейсах, II — в биотитовых гнейсах,
 III — в микроклин-биотитовых гнейсах.

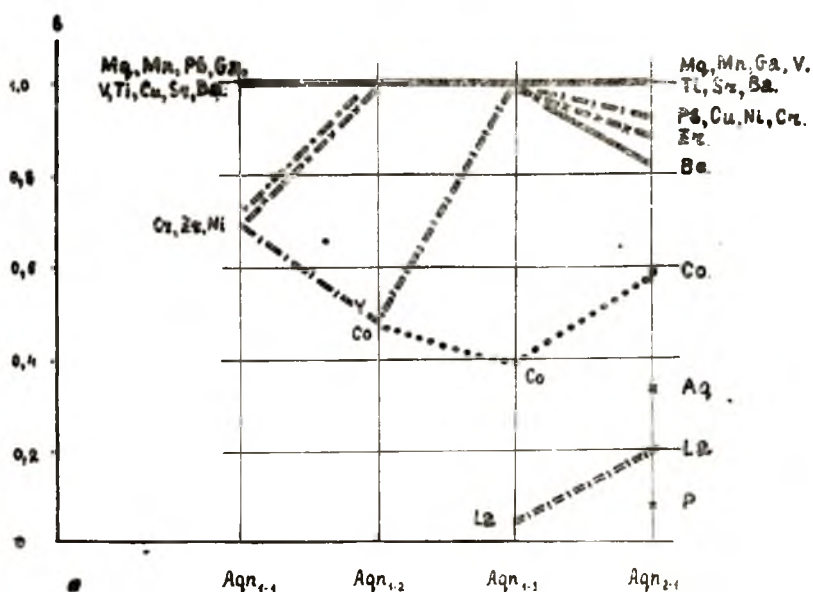


Рис. 6. Диаграмма встречаемости малых элементов в гранито-гнейсах западной (Agn₁) и котозерской (Agn₂) свит.

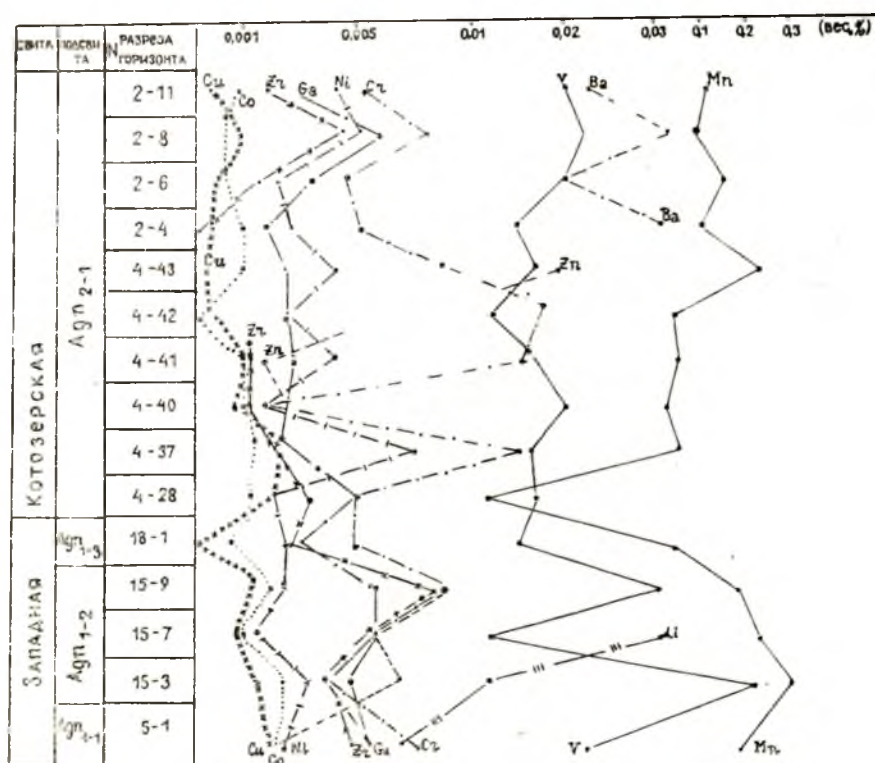


Рис. 7. Распределение малых элементов (вес. %) в биотитах гранито-гнейсов западной и котозерской свит.

содержания Sr и Cг несколько меньше, чем в средней, а Pb и Y вообще отсутствуют.

Плагноклазовые амфиболиты средней подсвиты, в общем, мало отличаются от гранатовых разностей набором микроэлементов, а также их содержанием. Существенная разница в содержании наблюдается у V (0,01% против 0,048 вес. %), Co (0,004 вес. % против 0,007) в гранатовых амфиболитах; количество же Cг несколько выше в плагноклазовых амфиболитах (0,06 против 0,03 вес. %), кроме того, в них не отмечен Zn и Mo.

В друзитовых габбро (габбро-нориты) в отличие от вышеописанных разностей амфиболитов совершенно не отмечены P, Y, Pb, Zn, а содержание Cu, Ti, Mn, Co значительно меньше, чем в амфиболитах, в то время как количество Cг на целый порядок выше, чем у последних (0,18 против 0,01 вес. %).

Изучение биотитов из пород западной свиты, в основном, из гранито-гнейсов и микроклин-биотитовых гнейсов, занимающих различное стратиграфическое положение в пределах разреза свиты, показало, что набор элементов и содержание их в минерале является не всегда постоянным. В биотитах указанных пород, а также биотитовых гнейсах, образующих в них прослойки, пятна и линзочки различной мощности и являющихся предположительно породами субстрата, фиксируется постоянное присутствие V, Mn, Zn, Cu, Co, Ni, Cr, Ba, Ga при незначительных вариациях их содержания и спорадическое появление Zr, Li, Te и Be.

При сравнении биотитов из гранито-гнейсов и микроклин-биотитовых гнейсов с породами наименее гранитизированными (тонкозернистыми, тонкослоистыми микроклин-биотитовыми и биотитовыми гнейсами с микроклином) отмечается, что в последних отсутствует Li и в несколько больше количество присутствуют V и Cu. В биотитах подобных же пород средней подсвиты, характеризующихся, в основном, присутствием тех же элементов (кроме Ti), что и в биотитах гранито-гнейсов нижней подсвиты, появляется Sc, но как Li и Be он присутствует лишь в нижней части разреза подсвиты. Колебания среднего содержания малых элементов в биотитах этих пород незначительны, можно указать лишь на Mn, V, Cг, у которых пределы вариаций средних содержаний несколько увеличиваются (например, у V — 0,015—0,09, Cr — 0,001—0,007).

Поведение малых элементов в биотитах пород западной свиты меняется в целом вверх по разрезу. В верхней подсвите в отличие от биотитов пород разреза нижней и средней подсвиты постоянными остаются лишь Mn, Ga, V, Cг и Ba, при этом изменения средних содержаний их в минерале-концентраторе незначительны. Количество же элементов, непостоянно присутствующих в биотитах, увеличивается до 5 — это Sc, Cu, Co, Ni, Zr, а Li, Ti, Be, Zn отсутствуют совершенно. Кроме того, наблюдается значительное уменьшение среднего содержания таких элементов, как Cu до 0,0002 (на один порядок), Co, Ni, а также Mn до 0,1, V — от 0,04 до 0,017% *.

Таким образом, при движении по разрезу западной свиты снизу вверх наблюдается: а) изменение содержаний Mn, V, Co, Ni, Cu; б) исчезновение Li, Be, Zn; в) уменьшение количества элементов, постоянно присутствующих в биотитах, остаются V, Mn, Ga, Cr, Ba.

При изучении распределения малых элементов в биотитах пород ладожской серии [4] указывалось, что содержание Zn, Co, Ni, Cr, V, Ga, Be, Ba, Sc, изоморфно входящих в структуру минерала, зависит от валового содержания элементов и биотита в породе, от присутствия других минералов-концентраторов и от степени метаморфизма пород.

* Не упоминается Ti и Mg, присутствующие в количествах, больших 1.

Содержание элементов в биотитах и породах, %

№ пробы	Содержание элементов в биотите										Количество биотита в породе, %
	V	Cu	Zn	Co	Ni	Zr	Cr	Ba	Ga	Be	
2700—3	0,03	0,0009	0,007	0,002	0,002	0,02	0,015	0,1	0,007	—	6,03
2708—3	0,025	0,002	0,01	0,003	0,003	0,009	0,009	0,09	0,007	0,0001	8,00
2711—1	0,07	0,003	0,009	0,003	0,003	0,01	0,007	0,15	0,007	—	21,07
2708—4	0,03	0,002	0,009	0,003	0,005	—	0,01	0,1	0,007	—	6,33

Содержание элементов в породе

2700—3	Данных нет	—	—	—	—	0,007	0,03	0,2	0,0015	0,0001	—
2708—4	0,0025	0,0009	—	—	—	0,007	0,001	0,07	0,0003	0,0002	—
2711—1	0,0025	0,0007	—	—	—	0,1	0,02	0,2	0,007	0,0002	—
2708—3	0,0025	0,0005	—	—	—	0,007	0,001	0,03	0,0025	0,0003	—

Однако, как видно из таблицы, для интенсивно гранитизированных пород западной свиты не наблюдается увеличения или уменьшения содержания микроэлементов при изменении количества биотита в породе. Оно примерно одинаково для каждого элемента во всех приведенных пробах. В данном случае наблюдается, очевидно, лишь нивелирование содержания микроэлементов при перераспределении их, характерное для стадии ультраметаморфизма. Для подобных пород также не наблюдается какой-то зависимости содержания микроэлементов в биотите от их валового содержания в породе: при одинаковом валовом содержании в породе концентрация микроэлементов в биотите может быть различной и наоборот.

Изучение распределения малых элементов в биотитах гранито-гнейсов нижней подсвиты котозерской свиты показало, что и в гранито-гнейсах котозерской свиты количество элементов и их среднее содержание не постоянно, а Li, Zn, Zr встречаются спорадически и в верхней части разреза подсвиты исчезают совсем. Постоянством и очень незначительными колебаниями содержания в пределах всей подсвиты, но значительно уменьшаясь в ее верхней части, обладают Ni, Co, Cu, V, Ga, Cr, Ba. Так, количество Cu в биотитах гранито-гнейсов из верхней части подсвиты уменьшается до 0,0003 (против 0,002), Ga — до 0,002 (против 0,007), Co — до 0,001 (иногда 0,0006) против 0,002, Cr — до 0,004—0,009 (против 0,01—0,05 вес. %), Ba — до 0,02—0,03 (против 0,07—0,1) *.

В одной пробе биотита из микроклин-биотитовых гнейсов котозерской свиты (разрез 2, горизонт 2, р-н Нижнего Котозера) был отмечен Pb с содержанием 0,002 вес. %. В биотитах из пород западной свиты Pb не встречался совершенно.

Как было указано, значительную роль в строении котозерской свиты, главным образом, ее средней подсвиты, играют эпидот-амфибол-биотитовые гнейсы, часто содержащие микроклин. Как видно из диаграммы (рис. 8), где показано распределение малых элементов в биотитах этих пород по их простираию, в верхней части подсвиты не наблюдается существенных колебаний в концентрациях элементов (разрезы 11—14, р-н южнее Нижнего Котозера). В то же время в биотитах этих

* В скобках указаны средние содержания элемента в пределах всего разреза свиты.

же пород, но залегающих в основании разреза подсвиты, наблюдается отставание в содержании почти всех элементов, за исключением Ni, Co, Mn, появление Sc и Y и полное исчезновение Be и Zr. Биотиты из прослоев лейкократовых мелкозернистых биотит-микроклиновых гнейсов мощностью до 4 м, наблюдающихся в описанных породах, не отличаются от биотитов последних ни по набору, ни по концентрации элементов (рис. 9). Сравнение биотитов по содержанию элементов из глиноземистых пород (кианит-гранат-биотитовых гнейсов) из горизонтов, залегающих на разных стратиграфических уровнях котозерской свиты (рис. 10), показало, что содержание Ga (в 3 раза), Cu (в 6 раз), а Cr и V (в 15 раз) уменьшается в верхней

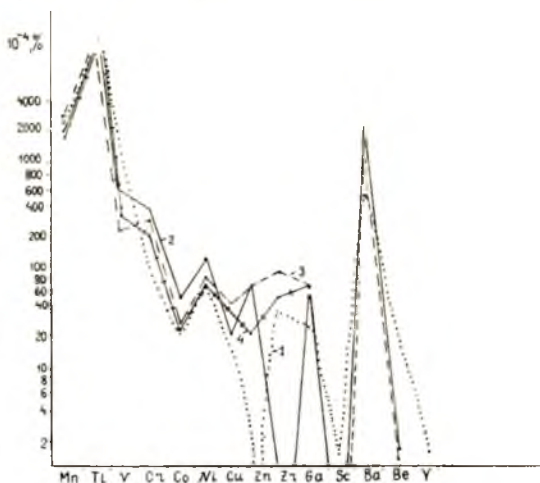


Рис. 8. Распределение малых элементов (вес. %) в биотитах амфибол-эпидот-биотитовых гнейсов с микроклином котозерской свиты. 1 — нижняя часть средней подсвиты, 2, 3, 4 — средняя часть средней подсвиты

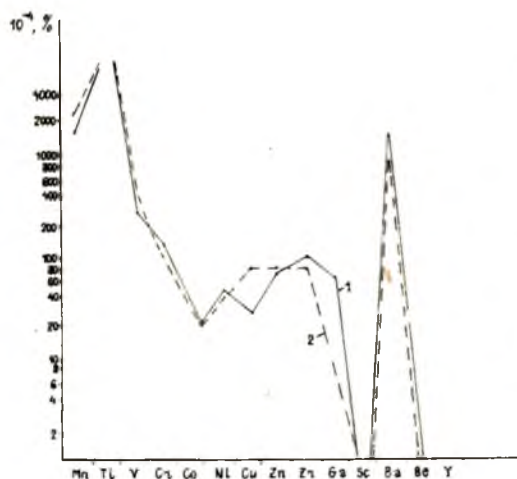


Рис. 9. Распределение малых элементов (вес. %) в биотитах амфибол-эпидот-биотитовых гнейсов с микроклином (1) и биотит-микроклиновых гнейсов, образующих в первых маломощных прослоях (2).

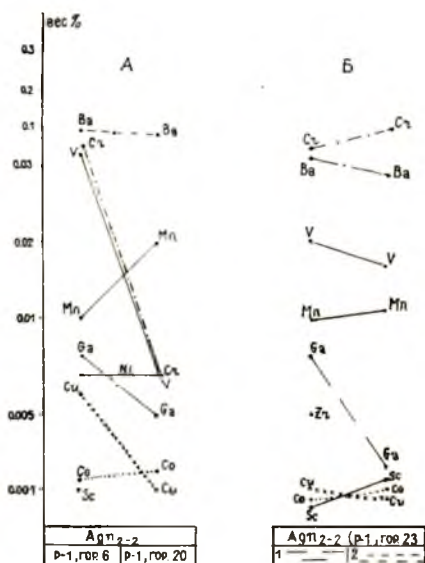


Рис. 10. Распределение малых элементов в биотитах кинанит-гранат-биотитовых гнейсов (А) и в ржаво-бурых биотитовых гнейсах с гранатом (Б);

Б. 1 — крупнозернистые лейкократовые биотитовые гнейсы с гранатом, 2 — мелкозернистые «песчаникоподобные» биотитовые гнейсы, образующие в первых линзочках и прослойках.

части средней подсвиты по сравнению с низами ее при одинаковых содержаниях Ba, Ni, Co и незначительном увеличении Mn.

При изучении распределения и содержания малых элементов в существующих биотитах и амфиболах из амфибол-биотитовых гней-

сов различной текстуры, образующих прослойки незначительной мощности, отмечено, что в обоих минералах присутствуют Mn, Ti, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ba, кроме того, в амфиболах отмечается Be, иногда Y, в биотитах — Zr. В указанных породах западной свиты (средняя под- свита) отмечено пониженное содержание Ga, Sc, Ba в амфиболах при несколько большем содержании Ba и Ga в биотитах, чем в минералах подобных же пород котозерской свиты. В пределах изучаемых свит в обоих минералах этих пород не наблюдается вариаций в содержании Mn, Ti, Ga, Be и Sc у амфибола и V и Co — у биотита, при довольно резких колебаниях в концентрации Cr, Co, Ni, Cu, Zn в обоих минералах как между свитами, так и в пределах котозерской свиты. Как видно на рис. 11, в амфиболах и биотитах амфибол-биотитовых гнейсов обеих свит наблюдаются одинаковые максимумы содержания Ti, Cr, Ni, Ba (а для биотитов и Zn) при минимуме концентрации V, Co, Cu, Mn (а для амфиболов — Zr). При этом в распределении максимальных

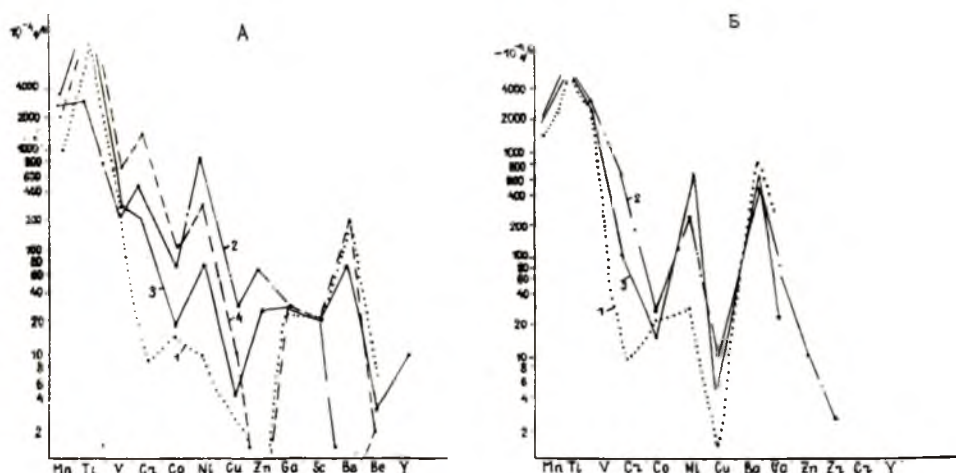


Рис. 11. Распределение малых элементов (вес. %) в амфиболах (А) и биотитах (Б) из амфибол-биотитовых гнейсов западной и котозерской свит.

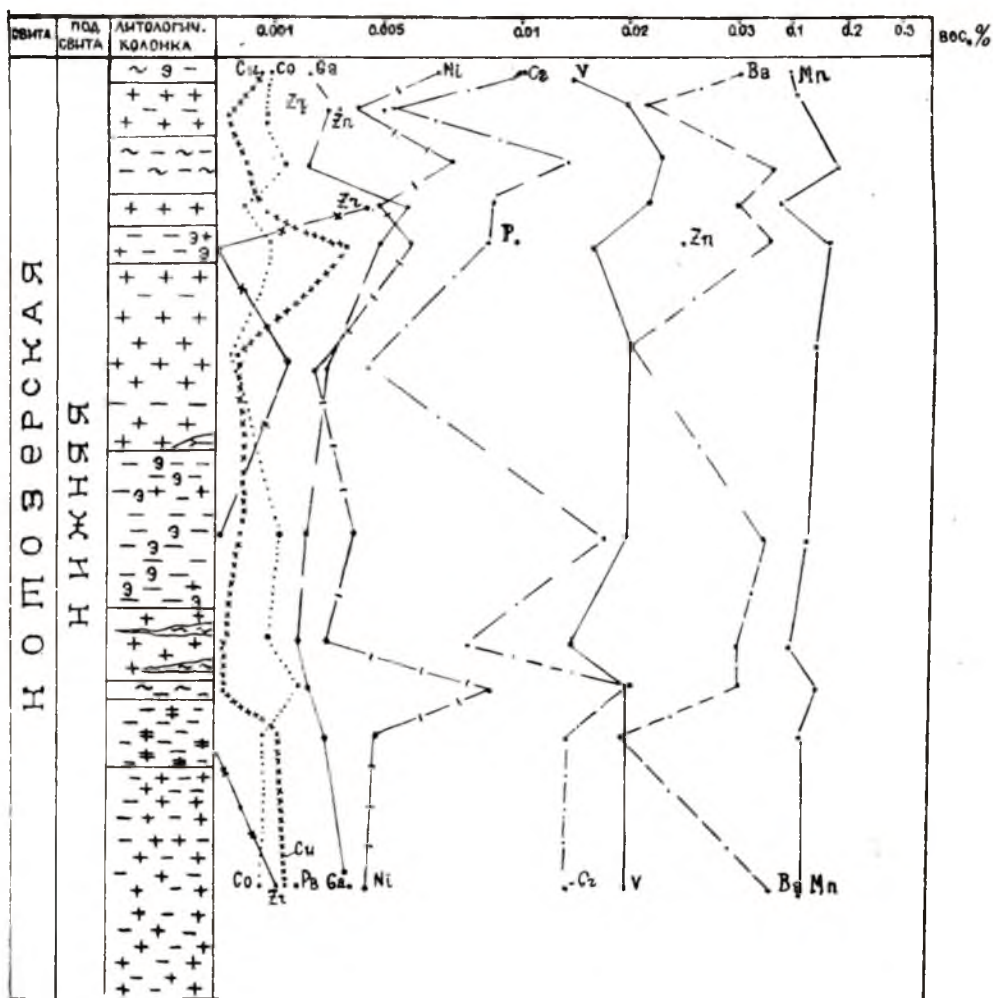
- | | |
|--|---------------------|
| 1 — средняя часть средней подсвиты западной свиты, | |
| 2 — средняя часть нижней подсвиты | } котозерской свиты |
| 3 — верхняя часть нижней подсвиты | |
| 4 — верхняя часть средней подсвиты | |

содержаний для каждого элемента не наблюдается закономерности, например, увеличения содержания элемента от низов к верхам разреза или наоборот.

Таким образом, при изучении биотитов различных пород установлено, что в них концентрируются примерно одни и те же элементы, но в разных количествах. На примере разреза 2 (р-н оз. Нижнее Котозеро) рис. 12, характеризующего верхнюю часть нижней подсвиты котозерской свиты и представленного почти всем набором пород этой свиты, видно, что содержание Co, Ni, Cu и Ba в биотитах амфибол- и эпидотсодержащих биотитовых гнейсов выше, чем в микроклин-биотитовых гнейсах и гранито-гнейсах. В биотитах последних, в отличие от амфибол- и эпидотсодержащих пород, присутствует всегда Zn и Zr. Содержание же Mn, Ti, Ga и V в биотитах всех этих пород или одинаково, или варьирует в незначительных пределах.

В распределении и концентрации элементов в амфиболах габбро- норитов, в какой-то степени измененных и амфиболизированных, приуроченных к разным частям разреза, не наблюдается резких колебаний. Им свойственны Be, Sc, Mn, Ga, V, Ti, Y, Cu, Co, Ni, Cr. В этих же

породах, приуроченных к более высоким горизонтам, отмечается лишь появление Ba, и некоторое увеличение Ti (с 0,02 до 0,09). В амфиболах амфиболитов, наиболее измененных и не сохранивших первичных признаков исходных пород, появляется, кроме перечисленных элементов, Zn (до 0,01), исчезает Be и Ba и увеличивается содержание Si до 0,05 (на один порядок), V до 0,1 (в три раза), Ti становится больше 1.



1 2 3 4 5 6 7

Рис. 12. Распределение малых элементов (вес. %) в биотитах пород различного состава (на примере разреза верхней части нижней подсвиты котозерской свиты в р-не западной оконечности южного берега оз. Нижнее Котозеро).

1 — микроклин-биотитовые гнейсы, 2 — микроклин-биотитовые гнейсы со скаполитом, 3 — амфибол-биотитовые гнейсы, 4 — массивные гранито-гнейсы, переходящие в полосчатые микроклин-биотитовые гнейсы, 5 — эпидот-биотитовые гнейсы, иногда с микроклином, 6 — линзы амфиболита, 7 — биотитовые гнейсы с эпидотом и амфиболом.

На рис. 13 показаны вариации и распределение средних содержания элементов в амфиболах габбро-норитов, амфиболитов из краевых частей этих массивов, а также из плагиоклазовых и гранатовых разностей и амфиболитов пластовых тел разреза I (от горы Турков Варак на восток).

В гранатовых амфиболитах, встречающихся почти на всех стратиграфических уровнях разреза котозерской свиты, поведение малых элементов в амфиболах и гранатах хорошо иллюстрируется рис. 14.

В амфиболах из этих пород нижней подсвиты и верхней части средней подсвиты количество Mn, V, Cr, Sc почти одинаково, но содержание их резко снижается в нижней части средней и верхней подсвит, где опять-таки количество их примерно одно. Резкое увеличение содержания наблюдается у Co (от 0,006 до 0,015%), у Cr и Ni — до 0,1% (на два порядка у Cr и на один порядок у Ni в верхней части средней подсвиты по сравнению с нижней частью той же свиты). Содержа-

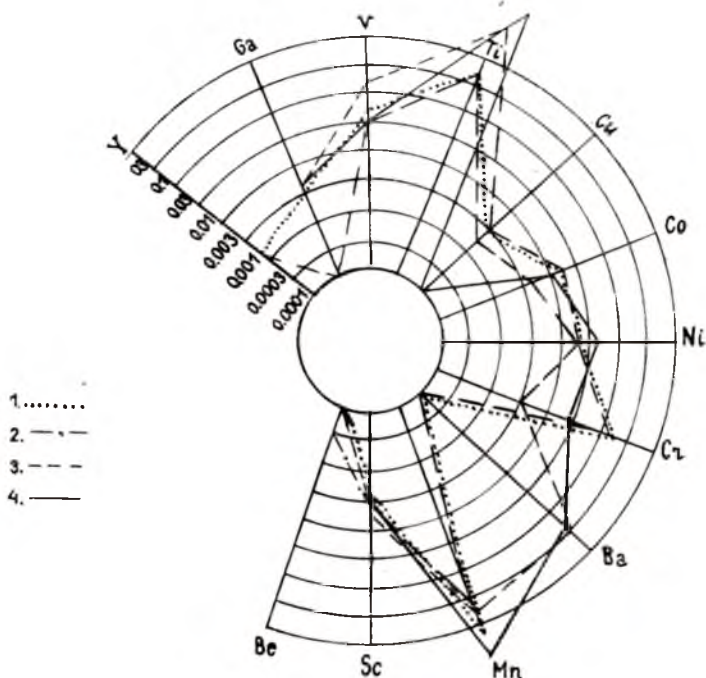


Рис. 13. Распределение малых элементов (вес. %) в амфиболах из габбро-норитов, амфиболитов краевых частей габбро-норитового массива, из гранатового амфиболита, из плагиоклазового амфиболита.

1 — амфиболы из амфиболизированного габбро-норита (друзитовая серия), 2 — амфиболы из амфиболитов краевых частей габбро-норитового массива, 3 — амфиболы из гранатового амфиболита, 4 — амфиболы из плагиоклазового амфиболита.

ние и колебание у Be, Ga, Cu очень незначительно, кроме Cu, количество которого в верхней подсвите увеличивается до 0,07%. Здесь же наблюдается повышенное содержание Zn, появление которого зафиксировано лишь в верхней части средней подсвиты, и Ba, количество которого увеличивается в три раза по сравнению со средней подсвитой.

На примере сосуществующих амфиболов и гранатов в гранатовых амфиболитах средней подсвиты по содержанию в них микроэлементов можно отметить, что при незначительном увеличении количества Ga, Cu, Sr, Co в амфиболе также незначительно увеличивается содержание этих элементов в гранате, увеличение же содержания в амфиболе Mn и Cr ведет к резкому снижению этих элементов в гранате. Так, увеличение содержания Cr в амфиболе от 0,002 вес. % до 0,1% при-

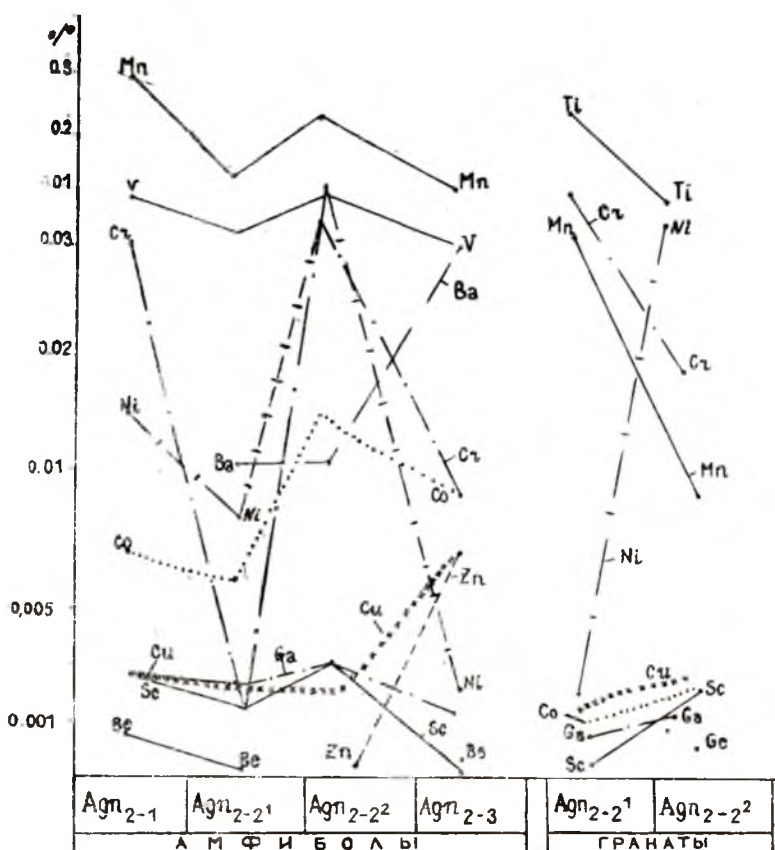


Рис. 14. Распределение малых элементов (вес. %) в амфиболах и гранатах из гранатовых амфиболитов.

водит к снижению содержания его в гранате от 0,1 до 0,008 вес. %.

В амфиболах плагиоклазовых амфиболитов (на примере средней и верхней подсвит котозерской свиты) набор малых элементов и концентрации большинства их почти не отличаются от таковых гранатовых разностей. Отличительным моментом может служить повышенное содержание Mn в амфиболе описываемых пород, а также совершенное отсутствие Be и Ba. Содержание же самих элементов в плагиоклазовых амфиболитах вверх по разрезу меняется: так, в верхней подсвите по сравнению с нижней количество Cr, Co увеличивается почти в 10 раз, Ni — в 5, Cu — от следов до 0,007%, V — в 2 раза, Ti — от 0,6 до 1%, при почти постоянной концентрации Sc, Ga и некотором уменьшении Mn от 0,5 до 0,3%.

Амфиболы из амфиболитов, образующих линзы и будны

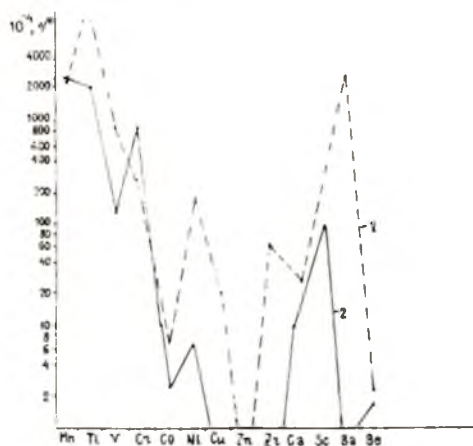


Рис. 15. Распределение микроэлементов в амфиболах из линзовидных тел амфиболитов западной (1) и котозерской (2) свит.

в западной свите, отличаются от амфиболов из таких же пород котозерской свиты отсутствием Zp и Ba и спорадическим появлением Sr и Cu при идентичном наборе других микроэлементов (рис. 15).

Таким образом, в амфиболах амфиболитов из различных частей разреза устанавливается постоянный набор одних и тех же элементов с незначительными пределами колебаний их содержаний.

Выводы

1. В результате изучения распределения малых элементов установлено, что геохимические особенности пород, составляющих разрезы западной и котозерской свит, связаны не только с их петрографическими различиями, но и с положением этих пород в разрезе, поскольку и петрографически сходные породы на различных стратиграфических уровнях характеризуются своими геохимическими особенностями. Эти различия геохимических особенностей петрографически сходных пород, очевидно, не могут быть объяснены различными условиями метаморфизма, так как они устанавливаются для пород, метаморфизованных в одних и тех же условиях — или амфиболитовой фации, или интенсивной гранитизации. В таком случае наиболее вероятной причиной различия геохимических особенностей пород западной и котозерской свит, независимо от их принадлежности к той или другой петрографической группе, являются особенности химизма исходных пород, связанные с изменчивостью условий осадкообразования и вулканизма.

2. Граница между породами западной и котозерской свит, устанавливаемая геологически, отчетливо фиксируется и геохимически по особенностям распределения микроэлементов в биотите из гранито-гнейсов обеих свит. Она характеризуется совершенно отчетливо выраженной тенденцией (иногда с некоторым опережением, иногда — с отставанием) к снижению содержаний большинства малых элементов в биотите (Co, Cu, Ni, Zr, Ga, V, Mn) (рис. 7), обусловленному обеднением их в первичных осадках, что, видимо, связано с регрессией моря в период отложения осадков верхней подсвиты западной свиты, обмелением бассейна и отложением преимущественно песков с незначительной и несколько меняющейся, возможно, сезонно, глинистостью.

3. Сопоставление петрографических (и литологических) особенностей пород с особенностями распределения в них и в минералах из них малых элементов говорит о принципиальной возможности использования геохимических данных для условного и хотя бы локального стратиграфического расчленения беломорид, что должно явиться предметом дальнейших исследований.

4. Характер распределения малых элементов в амфиболитах западной и котозерской свит, а также в амфиболах и гранатах из них подтверждает высказанное ранее предположение о первично-магматическом происхождении этих пород.

Литература

1. Горлицкий Б. А. Распределение малых элементов и проблемы металлогении осадочно-вулканогенных формаций докембрия Украинского щита. Киев, «Наукова думка», 1970.
2. Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7.
3. Москалева В. Н. Методы рациональной обработки результатов спектральных анализов при петрографических исследованиях. — В сб.: Методы петрографических исследований и геологическая интерпретация их результатов. Л., «Недра», 1966.
4. Предовский А. А., Петров В. П., Беляев О. А. Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия (на примере северного Приладожья). Л., «Наука», 1967.
5. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюции в истории Земли. М., «Госгеолтехиздат», 1963.

М. И. Голод

О ГИДРОХИМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКЕ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СЛЮДЫ ЮГО-ЗАПАДА КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

На двух крупнейших месторождениях слюды Кольского п-ова наряду с изучением петрофизических и петрохимических особенностей пород в околожильных ореолах в небольшом объеме проведены гидрохимические исследования для определения состава вод в околожильной зоне и вдали от пегматитовых жил. В статье описываются результаты этой работы.

Пробы воды отбирались с поверхности (из ручьев), из скважин колонкового бурения на разных глубинах (до 150 м) и из подземных горных выработок, пройденных по слюдоносным пегматитовым жилам. Анализ воды проводился на месте с помощью походной гидрохимической лаборатории ПЛАВ-1, определялось содержание в воде ионов Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- . Всего проанализировано 62 пробы воды, в том числе 31 из подземных горных выработок (аналитик — З. П. Помазан).

В литературе [1] приводится химический состав атмосферных осадков на территории СССР (табл. 1). Среднее состояние равновесной

Таблица 1

Химический состав атмосферных осадков (по С. П. Албулу)

Ион	Количество		
	от	до	среднее
HCO_3^- , мг/л	0 — 2,8	4,5—37,8	1,5—11,5
Ca^{2+} , мг/л	0,01—0,4	1 — 25,5	0,6— 6
Mg^{2+} , мг/л	0,01—0,1	0,6—14,4	0,2— 0,7
SO_4^{2-} , мг/л	1 — 2,8	6,7—48,2	3,6—14,3
Cl^- , мг/л	0,1 — 0,6	5,9— 8,5	0,8— 3,4

системы для этих осадков $\frac{\text{SO}_4^{2-} + \text{Cl}^-}{\text{HCO}_3^-} \approx 1,2$, концентрация водородных

ионов $\text{pH} \approx 6,5$. Вода, отобранная из ручьев на месторождениях слюды, по своему составу близка к атмосферным осадкам — отношение анионов сильных и слабых кислот равно 1,0—1,3. Вода из подземных горных выработок, пройденных по пегматиту, резко отличается от поверхностных вод по содержанию иона SO_4^{2-} (табл. 2) — количество его возрастает на 1—2 порядка. Несколько увеличивается также содержание ионов HCO_3^- и Mg^{2+} . По метаморфизму (отношению ионов сильных

Таблица 2

Химический состав подземных вод из горных выработок, пройденных по пегматиту

Ион	Количество		
	от	до	среднее
HCO_3^- , мг/л	6,1	61,0	33,4
$\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$, мг-экв/л	0,23	1,45	0,67
Ca^{2+} , мг/л	2	22	9
Mg^{2+} , мг/л	0,61	7,32	2,90
SO_4^{2-} , мг/л	84,4	268,8	189,3
Cl^- , мг/л	1,78	7,10	3,13

и слабых кислот) вода из подземных горных выработок также сильно отличается от поверхностных вод и относится к типу вод среднего метаморфизма ($\frac{\text{SO}_4^{2-} + \text{Cl}^-}{\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}} \approx 6$). Воды, отобранные из буровых скважин, по химическому составу занимают промежуточное положение между двумя вышеописанными видами вод, так как пробы отбирались как из скважин, расположенных вблизи пегматитовых жил, так и вдали от них (табл. 3). По концентрации водородных ионов подземные воды слюдяных месторождений Кольского п-ова являются слегка кислыми ($\text{pH} = 5,4-5,6$).

Таблица 3

Химический состав вод из буровых скважин

Ион	Количество		
	от	до	среднее
HCO_3^- , мг/л	12,2	61,0	27,1
$\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$, мг-экв/л	0,1	1,7	0,4
Ca^{2+} , мг/л	1	16	4
Mg^{2+} , мг/л	0,30	8,54	1,85
SO_4^{2-} , мг/л	4,8	134,4	27,3
Cl^- , мг/л	0,9	12,6	3,6

Таким образом, воды, находящиеся вблизи пегматитовых жил, по своему химическому составу являются аномальными. Увеличение содержания иона SO_4^{2-} в них можно связать с окислением сульфидов железа, концентрирующихся у контактов пегматитовых жил с вмещающими породами. Железо при окислении сульфидов переходит в сульфат окиси, который легко гидролизуетсся с выделением гидрата окиси железа. Гидрат окиси железа осаждается по стенкам трещин в горных породах, в связи с чем в подземных водах слюдяных месторождений во всех анализах железа не обнаруживается.

Характерным для вод месторождений слюды Кольского п-ова является не только их различный метаморфизм, но в еще большей степени

коэффициент $\frac{\text{SO}_4^{2-}}{\text{Cl}^-}$. Средний коэффициент $\frac{\text{SO}_4^{2-}}{\text{Cl}^-}$ вод из подземных горных выработок на изученных месторождениях равен 60 (по 31 измерению). Для вод, отобранных из ручьев и буровых скважин, пройденных вдали от пегматитовых жил, этот коэффициент равен 4—5. Промежуточные значения получены для вод из скважин. На рисунке показана кривая зависимости коэффициента $\frac{\text{SO}_4^{2-}}{\text{Cl}^-}$ от расстояния места отбора пробы до пегматитовой жилы. Увеличение коэффициента в два раза против нормального (до 10) приходится на участки, расположенные в 80 м от пегматитовых жил и ближе к ним.

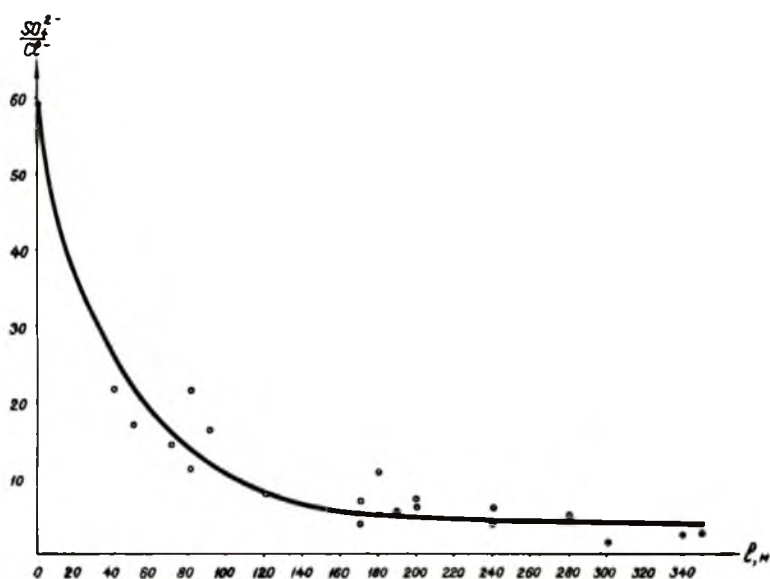


Рис. График зависимости минерализации подземных вод от расстояния места отбора пробы до пегматитовой жилы.

Таким образом, вблизи слюдяных пегматитов, помимо ореола изменения физических свойств пород [2], существует и гидрохимический ореол. Эти ореолы, по-видимому, имеют общее происхождение и связаны с метасоматической стадией образования пегматитовых жил.

Литература

1. Албул С. П. Рудопроисхождение гидрогеохимия. М., 1969.
2. Голод М. И., Гришин А. С., Игнатова Т. С., Дмитриев Г. И., Дмитриева Л. К. Геофизические методы при поисках слюдяных месторождений. Л., «Наука», 1973.

А. И. Крохин, Б. Я. Алексеев

МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О СЛЮДОНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВЫХ ЖИЛАХ НЕКОТОРЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАРЕЛИИ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ПРИ РАЗВЕДКЕ

При разведке месторождений мусковита значительные объемы буровых работ затрачиваются сейчас как для выявления слюдоносных пегматитовых жил, так и для оконтуривания их. Очевидно, что эти работы будут давать больший геологический эффект, если при их проведении принимать во внимание конкретные особенности морфологии искоемых и разведываемых пегматитовых тел. Это обстоятельство имеет значение еще и потому, что в последнее время наметилась совершенно определенная тенденция к увеличению роли запасов мусковита кат. C_2 в сумме запасов кат. $C_1 + C_2$, планируемых разведочным организациям и являющихся сейчас промышленными. Требования же, предъявляемые к запасам кат. C_2 , позволяют при их подсчете широко использовать установленные для того или иного месторождения геологические закономерности и средние параметры жильных тел при ограниченном числе непосредственных пересечений их буровыми скважинами.

В настоящей статье излагаются результаты изучения изменчивости основных морфометрических характеристик слюдоносных пегматитовых жил четырех эксплуатирующихся месторождений северной Карелии. При этом использованы фактические данные полной отработки или детальной разведки 38 жил, запасы слюды в каждой из которых достаточны для рентабельной эксплуатации их.

В целом для слюдоносных пегматитовых тел всех эксплуатирующихся месторождений Карелии характерны крутое падение и линзообразная форма, характеризующаяся вытянутостью по простиранию и падению при значительном превышении длины и вертикальной протяженности над мощностью. Часто форма жил усложнена апофизами, пережимами и раздувами. В ряде случаев по своей форме тела приближаются к жилам лестничного типа (Восточно-Хитогорский блок месторождения рудника Карельского). Как известно [1], карельские месторождения мусковита представляют собой пегматитоносные зоны, образованные сериями жил, имеющих благоприятные простирания и залегающих в продуктивных, как правило, высокоглиноземистых метаморфических породах. Для каждой пегматитоносной зоны характерны жилы определенных морфологических типов. Так, на месторождении Малиновая Варакка развиты тела линзовидной формы и крупные плитообразные жилы. На месторождении Тэдино — линзовидные, на Карельском (Перттиваракка) — четковидные, на месторождении в районе Лоухского озера — плитообразные. Указанные формы хотя и не исчерпывают всего многообразия индивидуальных особенностей каждой жилы в отдельности, но могут быть названы в качестве главных и определяющих морфологические типы, к одному из которых может быть отнесена любая слюдоносная жила.

Таблица 1

**Отношения горизонтальной и вертикальной протяженностей
слюдоносных жил и изменчивость их параметров**

№ жил	Отношение длины к верти- кальной протя- женности	Средние коэффициенты вариации, %			
		длины	вертикальной протяженности	мощности в горизонтальных сечениях	мощности в вертикальных сечениях

Р-н рудника Карельского					
3—50	3,3 : 1	38,5	43,8	63,8	45,9
9—а	2,7 : 1	41,9	33,1	68,1	103,0
66	2,6 : 1	64,0	27,8	74,5	100,1
62	2,8 : 1	45,0	41,0	—	—
87	3,3 : 1	46,6	31,5	120,1	94,3
1—39	2,3 : 1	27,8	30,4	53,3	53,6
3—39	1,9 : 1	34,1	49,5	58,1	72,2
7—7а	3,4 : 1	42,2	62,7	83,0	70,6
156	2,6 : 1	55,8	29,6	93,6	67,9
30—30—а	4,3 : 1	30,5	20,8	54,7	74,6
Среднее	2,9 : 1	42,6	37,0	74,4	70,7

Малиновая Варакка					
4—а—154	2,6 : 1	31,0	52,9	55,1	82,4
132	3,3 : 1	37,3	40,8	115,1	121,1
152	4,2 : 1	30,5	23,7	76,7	84,4
1	3,0 : 1	38,6	29,2	51,0	57,0
17	2,8 : 1	75,8	41,0	43,2	59,8
141	1,5 : 1	48,3	47,2	66,9	78,3
138	2,0 : 1	40,0	50,3	—	—
147	5,0 : 1	51,7	51,0	94,5	102,7
147—а	4,4 : 1	12,9	42,7	42,2	76,8
11—39	3,1 : 1	19,8	20,9	39,7	50,0
Среднее	3,2 : 1	38,6	40,0	64,9	79,2

Тэдино					
164	1,8 : 1	52,1	49,3	86,6	92,2
27	1,3 : 1	29,1	15,7	44,0	47,9
7	2,2 : 1	41,6	56,2	64,7	96,8
Б. Тэдино	1,6 : 1	22,4	24,7	57,6	72,7
32	4,5 : 1	21,7	29,4	79,8	73,9
Среднее	2,3 : 1	33,4	35,1	66,5	76,7

Северный берег Лоухского озера					
1	1,4 : 1	3,7	8,0	34,1	65,3
1—а	1,5 : 1	30,0	16,4	38,5	47,7
2—4	2,3 : 1	35,2	32,9	53,9	63,3
5—6	2,1 : 1	40,8	57,8	36,1	55,9
8—9	5,4 : 1	28,6	23,5	64,4	79,0

№ жил	Отношение длины к вер- тикальной протяженности	Средние коэффициенты вариации, %			
		длины	вертикальной протяженности	мощности в горизонталь- ных сечениях	мощности в вертикальных сечениях
9-бис	3,4 : 1	37,8	27,3	43,9	52,8
33	2,9 : 1	47,9	42,3	43,3	57,8
34	1,7 : 1	24,0	11,3	32,1	53,0
41—41—а	1,3 : 1	31,9	16,4	38,7	58,2
Новая-В	3,4 : 1	8,0	22,8	43,4	88,9
Новая Б—42	2,4 : 1	57,1	25,5	47,2	70,4
35	2,0 : 1	39,0	28,3	42,7	76,6
36	3,0 : 1	52,3	31,4	53,4	62,9
Среднее	2,4 : 1	33,6	26,5	44,0	64,0

Морфология жильных пегматитов, характерных для того или иного месторождения, определенным образом сказывается и на их размерах. Наиболее крупные слюдоносные жилы имеют плитообразную форму и достигают в отдельных случаях по длине 400 и более метров. Линзовидные тела отличаются сравнительно небольшими размерами — от 65 до 155 м по длине. Одной из характерных морфометрических особенностей северокарельских слюдоносных пегматитов является относительно устойчивое отношение длины жильных тел к их протяженности по вертикали (табл. 1).

Для каждого месторождения средние показатели этих отношений различны и изменяются от 2,4:1 до 3,2:1 и лишь в единичных случаях могут превышать 4:1. Эта закономерность, безусловно, должна учитываться при проведении поисково-разведочных работ.

До настоящего же времени, на основании устаревших данных, полученных в период разведки и отработки жил, в значительной мере эродированных, это отношение для всех месторождений принимается равным 4:1. Очевидно, что такое допущение приводит к значительным ошибкам экстраполяции при подсчете запасов кат. C_2 и к неоправданно густой сети буровых скважин при поисках.

При выборе рациональной густоты поисковой сетки, которая должна обеспечить выявление всех слюдоносных жил, имеющих промышленное значение, должен учитываться и такой морфометрический параметр их, как максимальная длина жильных тел. Дело в том, что на различных гипсометрических горизонтах длина одной и той же жилы не бывает одинаковой. Поэтому у каждого жильного тела имеется на каком-то горизонте максимальная длина. Но эти максимальные значения длины у различных жил будут также неодинаковы. Во избежание пропусков промышленных жил при поисках, расстояние между профилями буровых поисковых скважин должно быть равно минимальному значению из установленных максимальных длин промышленных жил разведваемой пегматитоносной зоны. До настоящего времени очень часто расстояние между поисковыми профилями определяется исходя из среднего значения длины пегматитовых жил, что неизбежно приводит к перерасходу объемов поискового бурения, или из среднего значения максимальной длины, что не обеспечивает выявления всех искомых объектов.

Естественно, что расстояние между поисковыми профилями, выбираемое рекомендуемым способом, определяет предельную или конечную густоту поисковых линий. Начальная же ее густота определяется наибольшими из известных на месторождении максимальных значений длины жильных тел, что обеспечит быстрое выявление самых крупных и интересных жил.

Для рассматриваемых месторождений наибольшие и наименьшие значения из установленных максимальных длин жил будут следующими: для месторождений рудника Карельского — 226 и 92 м, для месторождения Малиновая Варакка — 232 и 102 м, для месторождения Тэдино — 205 и 87 м, для месторождений северного берега Лоухского оз. — 404 и 156 м.

Для определения расстояния между скважинами на профилях необходимо учитывать как угол падения жил, так и протяженность их по падению. Углы падения жил северокарельских месторождений крутые и при определении расстояния между скважинами на профилях практически принимаются за вертикальные. Наибольшая из зафиксированных максимальных, наименьшая из минимальных и пределы колебаний средних протяженностей жил по падению соответственно характеризуются следующими цифрами:

месторождения рудника Карельского	87	11	32—63
месторождение Малиновая Варакка	108	7	15—61
месторождение Тэдино	46	11	34—54
месторождение сев. берега Лоухского оз.	183	21	63—168

Так как максимальные и минимальные протяженности жил по вертикали обычно характеризуют соответственно или средние или крайние поперечные разрезы жил, то для определения расстояния между скважинами на профиле правильнее ориентироваться на среднюю протяженность жил по вертикали, установленную для разведываемого месторождения или блока, что обеспечивает наибольшую вероятность встречи жил скважинами при минимально необходимом для этого количестве последних на профиле. Исходя из основных морфометрических особенностей слюдоносных пегматитов, можно рассчитать по методу В. С. Булгакова и В. И. Панченко [2] параметры поисковой сети с заданной степенью вероятности выявления жил. Эти параметры приводятся в табл. 2.

Таблица 2

Параметры поисковой сети буровых скважин
при заданных вероятностях выявления жил

Месторождение	Параметры поисковой сети	
	вероятность =50 %	вероятность =100 %
Рудник Карельский	180×60	60×20
Малиновая Варакка	180×60	90×30
Тэдино	140×70	60×30
Северный берег Лоухского озера	360×120	210×70

«Зонно-блоковый» метод разведки слюдяных месторождений [1] в общем виде предполагает заменить проходку подземных горных выработок для взятия валовых проб разбуриванием каждой жилы в одном или небольшом числе сечений. При этом параметры жильных тел предполагается определять с учетом расстояний между поисковыми

профилями, подсечений разведываемых жил на этих профилях (если их было не одно, а два или больше) и установленных для данной пегматитоносной зоны средних значений вертикальной протяженности и мощности жил. Естественно, что точность определения конечного результата — объема жильного тела при таком подходе будет зависеть от изменчивости морфометрических параметров. В наиболее простой форме она выражается через коэффициенты вариации этих параметров, значения которых приведены в табл. 1.

Эти данные говорят о том, что на двух месторождениях изменчивость длины жил больше, чем изменчивость их вертикальной протяженности, а на двух других — наоборот. При этом разница в степени изменчивости этих параметров не является существенной и практически она может быть принята одинаковой. Наиболее вероятные ошибки определения объемов разведываемых жильных тел за счет изменчивости длины и вертикальной протяженности не превысят 30—40%.

Изменчивость горизонтальных мощностей в поперечных вертикальных разрезах, как правило, больше изменчивости горизонтальных мощностей в горизонтальных сечениях жил. Это дает возможность с большим правом экстраполировать на всю длину жилы данные о ее мощности, полученные при разведке (разбуривании) ее вертикального поперечного разреза, нежели производить экстраполяцию на всю вертикальную протяженность жилы данных о ее мощности, полученных на каком-либо горизонте.

Литература

1. Алексеев Б. Я. Принципиальные вопросы методики разведки и подсчета запасов мусковита глубоких горизонтов эксплуатирующихся месторождений Карелии. — В сб.: Геология слюдяных месторождений Карелии и Кольского п-ова, методика их разведки и промышленное использование слюды. Тр. Ин-та геол. Карельск. филиала АН СССР, вып. 4. Петрозаводск, 1969.

2. Булгаков В. С., Панченко В. И. Об определении оптимальных параметров поисковой сети для выявления слепых пегматитовых тел. — Изв. вузов. Геология и разведка, № 12, 1967.

МЕТОД ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ ПРИ ПОИСКАХ ПЕГМАТИТОВЫХ ЖИЛ В МЕЖСКВАЖИННОМ ПРОСТРАНСТВЕ

В настоящее время на большинстве слюдяных месторождений Северо-Запада СССР верхние горизонты разведаны и в большей части отработаны, изучаются более глубокие горизонты (300—500 м). Объемы колонкового бурения при поисках и разведке пегматитовых жил непрерывно растут и только по северной Карелии составляют 100 тыс. м в год [3]. Растет также и число скважин, проходимых без поднятия керна. Дальнейшее увеличение объемов буровых работ немыслимо без перехода на бескерновое бурение в еще больших масштабах. Для изучения пород по стволу скважин при бескерновом бурении и изучении межскважинного пространства при бурении с отбором керна используются обычно геофизические методы. На месторождениях слюды Северо-Западным геологическим управлением разработана методика «просвечивания» на постоянном токе при одновременном опускании точечного источника и приемных электродов в соседние скважины (руководитель В. С. Волчек), а ВИТРОм проведены работы по способу межскважинного пьезоэлектрического просвечивания [5]. Эти методы перспективны, однако первым из них отмечаются жилы, расположенные на небольшом расстоянии от скважин, а применение второго затрудняет необходимость производить мощные взрывы в скважинах.

В то же время при определении физических свойств горных пород было установлено, что гнейсы вблизи пегматитовых жил имеют повышенную поляризуемость за счет концентрации в них электропроводящих минералов (пирротин, пирит), что позволило для поисков пегматитов с поверхности использовать метод вызванной поляризации [1, 2].

Скважинный вариант метода вызванной поляризации (ВП) довольно широко используется при поисках в межскважинном и околоскважинном пространстве рудных месторождений: полиметаллических, золото-сульфидных, магнетитовых, редкометалльных и т. д. [6, 4]. Скважинный вариант метода ВП на месторождениях слюды впервые применен Институтом геологии Карельского филиала АН СССР, описанию методики и результатов этих работ и посвящена настоящая статья.

О методике скважинных работ

Используя буровые скважины, методом ВП можно обнаружить электропроводящие тела или рудную вкрапленность на большей глубине, чем при наблюдениях с поверхности. Увеличение интенсивности аномалии получается за счет приближения к объекту приемных или питающих электродов. В зависимости от расположения электродов на поверхности и в скважинах различается несколько модификаций скважинного варианта метода ВП [4, 6, 7].

Питающие электроды (или один электрод) расположены в скважине, приемные электроды перемещаются по поверхности — метод

погруженных электродов. Можно говорить о трех вариантах этого метода: вариант двух заземлений (рис. 1, а), когда оба питающих электрода расположены в скважинах; вариант одного заземления, когда второй питающий электрод отнесен в «бесконечность» (рис. 1, б); вариант «заряда», когда питающий электрод заземлен в месте подсечения скважиной рудного тела (рис. 1, в). Метод погруженных электродов используется для детализации слабых аномалий, полученных при наземной съемке методом ВП и проверенных одиночными скважинами.

Вторая группа модификаций метода ВП в скважинном варианте характеризуется расположением питающих электродов на поверхности,

а приемных — в скважинах, питающие электроды неподвижны, приемные передвигаются по скважине. Когда питающий электрод заземлен вблизи устья скважины, вариант называется вертикальным градиентом (рис. 1, г). Это основной вариант, применяемый при поисках рудных объектов в околоскважинном пространстве, использовался он в большинстве случаев и при работе на слюдяных месторождениях. Для определения направления от скважины на тело используется азимутальная съемка (рис. 1, д), при которой несколько питающих электродов располагаются на профиле, заданном вкрест предполагаемого простирания тела. При каждом положении питающего электрода проводятся измерения по скважине, направление на тело определяется по интенсивности и форме аномалий кажущейся поляризуемости. К этой же группе относится модификация с расположением приемных электродов в разных скважинах (рис. 1, е), используемая для поисков тел в межскважинном пространстве.

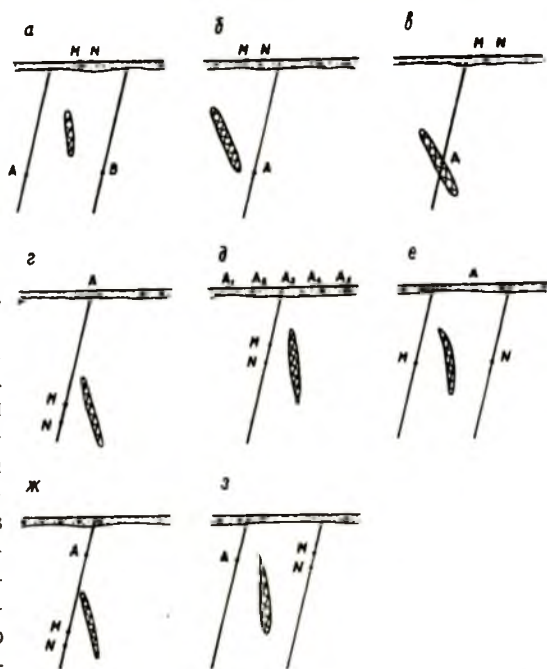


Рис. 1. Виды скважинных установок метода вызванной поляризации.

В третьей группе модификаций все электроды передвигаются в скважинах. При перемещении электродов по одной скважине (рис. 1, ж) проводится профилирование или зондирование, при синхронном перемещении питающих и приемных электродов в параллельных скважинах (рис. 1, з) изучается межскважинное пространство. Этот вариант можно назвать ВП — просвечиванием.

В Карелии и на Кольском п-ове скважинный вариант метода ВП использовался в модификациях вертикального градиента, погруженных электродов, ВП — просвечивания и азимутальной съемки. Основной объем работ проведен вертикальным профилем, при этом один из питающих электродов заземлялся у обсадной трубы скважины, а второй относился в «бесконечность». Наряду с достоинством — большой производительностью, эта модификация имеет и недостаток: при погружении приемных электродов в скважину быстро падает значение разности потенциалов вызванной поляризации. Для увеличения плотности тока при-

ходится опускать питающий электрод в скважину на какую-нибудь определенную глубину и затем увязывать между собой отрезки кривой кажущейся поляризуемости. Опыт работ показал, что при исследованиях методом вертикального градиента неподвижный питающий электрод лучше заземлять не у самого устья скважины, а на некотором расстоянии от него, причем, учитывая преимущественно крутое падение пегматитовых жил Карелии и пологое залегание жил некоторых месторождений Кольского п-ова, рекомендуется в Карелии относить питающий электрод примерно на 100 м от устья исследуемой скважины, создавая горизонтальное направление поляризующего поля, а на месторождениях с пологим залеганием жил — заземлять питающий электрод поблизости от устья скважины (примерно в 30 м в сторону наклона скважины), стараясь получить поляризующее поле близкое к вертикальному направлению.

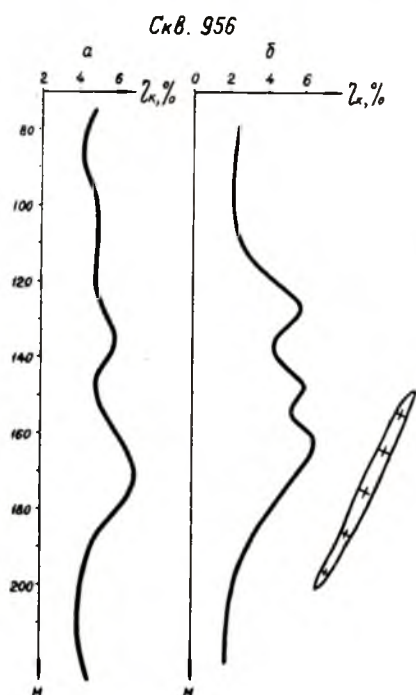


Рис. 2. Графики ВП при расположении питающего электрода на поверхности (а) и в скважине (б).

Измерения кажущейся поляризуемости (η_k) в модификации погруженных электродов проводились на месторождении Малиновое Варакка, использовался метод срединного градиента с $AB=500$, $MN=10$ м, электрод «А» погружался в скважину на глубину 50 м. Сравнение графика η_k с полученным на этом же профиле при съемке на поверхности показывает, что в обоих случаях отчетливо выделяется пегматитоносная зона, однако значение η_k на графике, полученном при погруженных электродах, несколько выше, а сама аномалия резче.

По скважине № 956 этого же месторождения после съемки в модификации вертикального градиента (рис. 2, а) проведены измерения при одновременном опускании питающего электрода по соседней

скважине № 951. Между скважинами № 956 и 951 расположена пегматитовая жила, которая отмечается максимумом η_k и при той и при другой методике съемки, однако по относительной величине аномалия η_k , полученная ВП — просвечиванием (рис. 2, б), больше, чем полученная способом вертикального градиента. Увеличивается и ширина аномалии η_k , вероятно, за счет влияния жил № 11—39, которая также располагается между скважинами № 956 и 951.

На основании опытных работ, проведенных на месторождениях слюды, можно рекомендовать применение в скважинном варианте метода ВП в модификации вертикального градиента с последующей детализацией аномалии η_k ВП — просвечиванием (если есть техническая возможность) или азимутальной съемкой.

Поле кажущейся поляризуемости на месторождениях слюды

Известно, что «нормальное» значение поляризуемости для безрудных пород многих районов Советского Союза не превышает 2% при измерении через 0,5 сек. после выключения тока в питающей цепи. Такое значение поляризуемости характерно для ионных проводников, в том числе и гнейсов слюдяных месторождений. Когда же в породе присутствуют хотя бы в небольшом количестве (от 0,5%) электропроводящие (рудные) минералы, поляризуемость породы значительно увеличивается.

Как показывают измерения на поверхности и в скважинах, пробуренных в стороне от известных пегматитовых тел, над гнейсами, слагающими месторождения слюды Карелии и Кольского п-ова, при разносах питающих электродов 200—300 м наиболее часто получаемые величины кажущейся поляризуемости равны 2—4%. В случае пирротинизации гнейсов «нормальное» поле η_k может достигать 5—6%. Особенно часто такая величина поля наблюдается при съемках в районах распространения пегматитовых жил.

Судя по разнице поляризуемости пегматита и вмещающих его пород (среднее значение η_k гнейсов — 2,5—2,9%, пегматита — 1,3%), над пегматитовыми телами при профилировании методом ВП должны создаваться минимумы η_k , что и наблюдается в некоторых случаях. Однако из-за влияния околожильной зоны пирротинизированных пород чаще всего локализация пегматитовых жил связывается с максимумами η_k [1].

Измерения η_k по скважинам показывают, что при пологом залегании пегматитовой жилы чаще всего аномальные значения соответствуют наджильным, наиболее проработанным гидротермальными растворами породам. Гнейсы, подстилающие пегматитовую жилу, не создают аномалий η_k (рис. 3). Относительная интенсивность максимума над пологозалегающими жилами — порядка 10% при нормальном поле 4%. Следовательно, при интерпретации графиков η_k по скважинам надо учитывать смещение максимума к висячему боку пологозалегающей пегматитовой жилы. При крутом падении пегматитов максимум η_k возникает за счет пирротинизации околожильных пород (рис. 4). Ширина максимума в висячем боку жилы достигает 20 м, в лежащем — 5 м. Таким образом, ширина аномалии, получаемой при работе методом ВП, превышает мощность пегматитовой жилы в 5—10 раз.

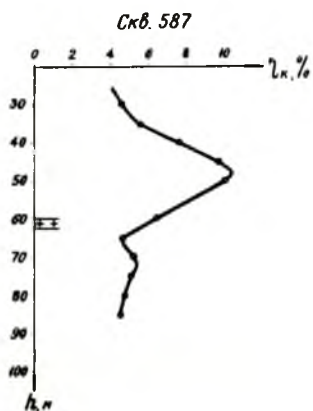


Рис. 3. График ВП над пологозалегающей пегматитовой жилой.

Пример использования скважинного варианта метода ВП

В качестве примера приводятся работы, проведенные на одном из месторождений слюды Кольского п-ова. Исследованная жила — пластовая, пологозалегающая, верхняя ее кромка располагается на глубине 215—230 м от поверхности. По разведочному профилю здесь исследовано семь скважин, доступных для геофизических работ, жила пересечена

в трех из них (рис. 5). Ширина максимумов η_k под жилой равна примерно 50 м, интенсивность — около 10%. В скважине 773, не пересекающей жилу и отстоящей от нее на 30—40 м, жила также отмечается интенсивным и широким максимумом, в скважинах 779, 780, находящихся

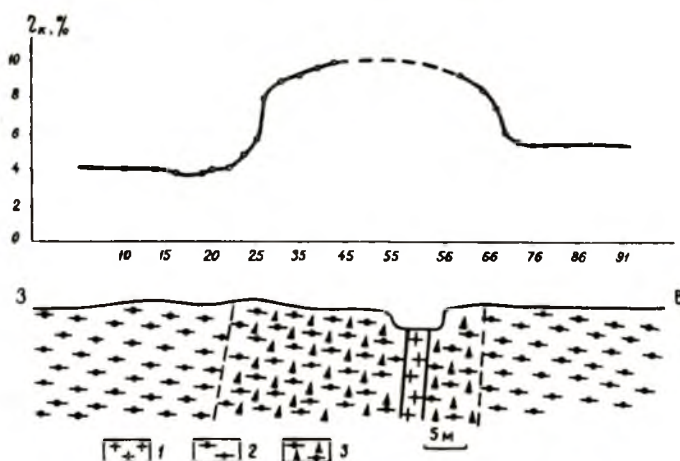


Рис. 4. График ВП над крутопадающей пегматитовой жилой.

1 — пегматитовая жила, 2 — гранато-биотитовые гнейсы, 3 — зона около-
ложильных измененных пород.

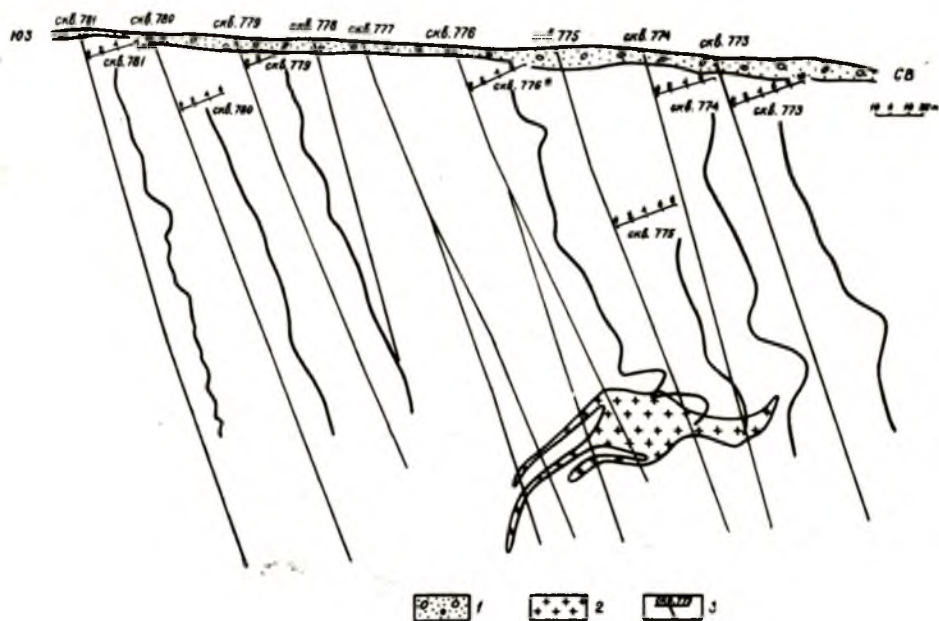


Рис. 5. Графики ВП по профилю скважин.

1 — четвертичные отложения, 2 — пегматитовые жилы, 3 — скважины колонкового бурения.

на расстоянии 100—150 м от жилы, аномалий η_k не наблюдается. В то же время видно, что над пегматитовой жилой значения η_k повышены, так что, если за аномалию принимать не только интенсивный максимум, а и увеличение значений η_k в два раза против нормального поля (т. е. до 4—5%), то общая ширина аномалии ВП достигает 80—120 м.

Таким образом, пегматитовые жилы на месторождениях слюды Карелии и Кольского п-ова при пересечении их скважинами, а также и в том случае, если скважины прошли в нескольких десятках метров от них, отмечаются максимумами кажущейся поляризуемости интенсивностью до 8—10%, что позволяет рекомендовать метод ВП для включения в поисковый комплекс при поисках пегматитовых жил в межскважинном и околоскважинном пространстве.

Литература

1. Голод М. И., Дмитриев Г. И., Гришин А. С. Об использовании метода вызванной поляризации на месторождениях слюды.—Тр. Ин-та геологии Карельск. филиала АН СССР, вып. 2. Петрозаводск, 1968.
2. Голод М. И., Гришин А. С., Игнатьева Т. С., Дмитриев Г. И., Дмитриева Л. К. Геофизические методы при поисках слюдяных месторождений. Л., «Наука», 1973.
3. Дравант С. И. Состояние сырьевой базы слюдяной промышленности Карелии и базы полевошпатового сырья в Чупино-Лоухском районе.—В кн.: Состояние и перспективы расширения минерально-сырьевой базы Карелии. Петрозаводск, 1971.
4. Комаров В. А., Хлопонина Л. С., Балашов А. Н., Попов И. И., Шафаренко В. А. Скважинная электроразведка методом вызванной поляризации. Л., «Недра», 1969.
5. Нейштадт Н. М. Использование сейсмoeлектрических и пьезoeлектрических явлений в разведочной геофизике. Л., «Недра», 1970.
6. Семенов М. В. Скважинный вариант метода вызванной поляризации. Обмен опытом ВИТР, вып. 48. Л., 1961.
7. Саковцев Г. П., Редозубов А. А. Методы скважинной электроразведки при поисках и разведке рудных месторождений. М., «Недра», 1968.

ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ПЕРЕМЕННОГО СОСТАВА В ПЕГМАТИТАХ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

В настоящей статье излагаются результаты изучения химического состава плагиоклазов, биотитов, мусковитов и гранатов из слюдяных и мусковитсодержащих альбитизированных пегматитов одного из месторождений Енского района (юго-запад Кольского п-ова). Рассматриваемые пегматиты залегают в глиноземистых плагиогнейсах енской свиты беломорского метаморфического комплекса [23] и согласно Ю. Е. Рыцку [17] представлены двумя возрастными группами. Более древние слюдяные пегматиты залегают согласно с вмещающими породами. Молодые мусковитсодержащие альбитизированные с аксессуарным бериллом (мусковит-редкометалльные) пегматиты жестко пересекают вмещающие породы, их складчатые структуры, а также слюдяные пегматиты.

Исследование минеральных ассоциаций и внутреннего строения пегматитов обеих возрастных групп позволило [3, 4] выделить среди пегматитов месторождения восемь структурно-минералогических типов.

Слюдяные пегматиты

- I тип — биотит-плагиоклазовые незональные среднезернистые и мелкозернистые пегматиты с таблитчатым биотитом,
- II — мусковит-биотит-плагиоклазовые участково-зональные блоковые пегматиты с таблитчатым, листоватым биотитом и кварц-мусковитовым комплексом,
- III — мусковит-плагиоклазовые зональные пегматиты с широким развитием «пегматоидного» мусковита и кварц-мусковитового комплекса,
- IV — мусковит-микроклин-плагиоклазовые зональные пегматиты с широким развитием «пегматоидного» мусковита и кварц-мусковитового комплекса,
- V — мусковит-биотит-микроклин-плагиоклазовые участково-зональные пегматиты с листоватым, лейстовым биотитом и кварц-мусковитовым комплексом.

Мусковит-редкометалльные пегматиты

- VI — биотит-олигоклаз-микроклиновые незональные пегматиты с таблитчатым биотитом,
- VII — мусковит-альбит-микроклиновые зональные пегматиты с кварц-мусковитовым комплексом,
- VIII — альбит-микроклиновые участково-зональные пегматиты с мусковитом, листоватым биотитом (и аксессуарным бериллом).

Как показано ранее [3, 4], выделенные типы составляют прерывистый генетический ряд. С использованием классификации представляется возможным более подробно, чем это сделано ранее [4], проследить эво-

люцию химизма породообразующих минералов переменного состава в пределах указанного ряда.

Для плагиоклазов и биотитов, входящих в пегматитах «развитых» типов в состав двух типоморфных ассоциаций, поставленная задача может быть решена в том случае, если по каждому типу будут приняты во внимание минералы лишь из наиболее поздней типоморфной ассоциации. Такое ограничение необходимо, поскольку, как и для северной Карелии [5, 6], в рассматриваемых пегматитах отчетливо устанавливаются различия в составе плагиоклазов и биотитов из различных ассоциаций. Что касается мусковитов и гранатов, то здесь дело обстоит проще, т. к. в однотипных жилах одноименные минералы в различных типоморфных ассоциациях весьма близки по составу.

Состав плагиоклазов характеризуется по данным замеров показателей преломления (123 образца), выполненных методом В. Б. Татарского [22]. Мусковит, биотит и гранат анализировались химически (силикатный анализ по стандартной методике ВИМСа). Количество анализов: мусковиты — 19, биотиты — 14, гранаты — 7. Все анализы выполнены в химической лаборатории Института геологии Карельского филиала АН СССР (аналитики: З. П. Помазан, В. А. Доильничина и Т. Н. Брагина). При расчете кристаллохимических формул [1] в гранатах устанавливается некоторый избыток трехвалентных катионов (в среднем около 0,3 ф. е.), приблизительно поровну за счет алюминия и железа, такой же дефицит двухвалентных катионов, а также незначительный дефицит кремния. В целом же анализы хорошо сопоставимы с опубликованными ранее по пегматитам северной Карелии и Кольского п-ова [13, 23], а также других регионов [18, 19].

Эволюция состава плагиоклазов в пределах установленного ряда типов может быть проиллюстрирована данными табл. 1. Изменение основности плагиоклазов в слюдяных пегматитах носит экстремальный характер с минимумом для IV типа. Если состав плагиоклазов в слюдяных пегматитах отвечает интервалу 10—27 Ап %, то в мусковит-редкометалльных породообразующим минералом является альбит (4—8% Ап). Для пегматитов IV типа, а также для участков развития пегматита IV рода в жилах V типа характерно, как и для их аналогов в северной Карелии [5], направленное снижение основности плагиоклазов от ранних ассоциаций к поздним и соответственно от боковых зон к внутренним. В остальных типах эта закономерность либо не устанавливается вообще, либо проявлена весьма слабо (пегматит III рода в жилах III и IV типов).

Таблица 1

Средние значения номера плагиоклазов и железистости биотитов, мусковитов и гранатов в пегматитах различных типов (по «высшим» ассоциациям)

Тип	N Пл	F Би	F Му	F Гр
I	26	39	43	—
II	21	48	46	92
III	18	54	56	94
IV	14	—	64	96
V	18	60	71	98
VI	20	61	48	—
VII	6	—	86	98
VIII	6	84	100	—

Химический состав биотитов

Тип пегматита	№ жил, ассоциация	№ обр.	Результаты анализа,					
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1	2	3	4	5	6	7	8	9
I Ж. 162, плагиоклазовый пегматит неяснографической структуры		321	38,08	1,47	20,82	2,30	11,86	0,06
		320	36,93	1,54	21,41	2,44	12,35	0,04
II Ж. 2, плагиоклазовый пегматит блоковой структуры		169	36,96	1,78	19,67	4,04	13,65	0,13
		170	36,57	1,85	19,66	4,11	13,94	0,12
		287	35,50	0,98	20,61	5,03	13,34	0,25
		293	35,06	1,05	20,56	5,37	12,96	0,31
III Ж. 367, плагиоклазовый пегматит блоковой структуры		56	36,48	1,70	19,27	3,09	16,70	0,25
V Ж. 13—15, микроклиновый пегматит блоково-грубографической структуры		225	35,52	1,66	18,28	4,62	18,00	0,36
		253	36,00	2,02	20,46	4,10	15,80	0,27
		254	35,80	2,12	19,54	5,44	16,50	0,28
		278	36,10	1,30	20,47	5,04	14,86	0,36
VI Ж. 170, пегматит неяснографической структуры		484	35,65	1,91	20,07	4,70	15,45	0,34
VIII Ж. 413, блоковый микроклиновый пегматит		197	34,74	0,62	20,82	5,94	19,95	0,28
		Ж. 50, блоковый микроклиновый пегматит	362	33,18	0,27	28,67	—	21,92

В отличие от плагиоклазов химический состав биотитов изменяется в пределах исследуемого ряда типов направленно (табл. 1, 2). Это касается прежде всего железистости ($F = \frac{FeO + Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO}$; $f = \frac{FeO}{FeO + MgO}$), зна-

чение которой возрастает от I типа к VIII. Из остальных показателей состава, приведенных в табл. 2, закономерные вариации обнаруживает лишь глиноземистость в шестерной координации и титанистость. Первая величина возрастает, а вторая — снижается при переходе от слюдяных пегматитов к мусковит-редкометальным.

На диаграммах (рис. 1, 2), составленных Г. М. Друговой, В. А. Глебовицким [9] и Д. А. Великославинским [2] для биотитов из метapelитов различных метаморфических фаций, биотиты из пегматитов I типа отвечают низкотемпературной области амфиболитовой фации, тогда как фигуративные точки состава биотитов из пегматитов всех ос-

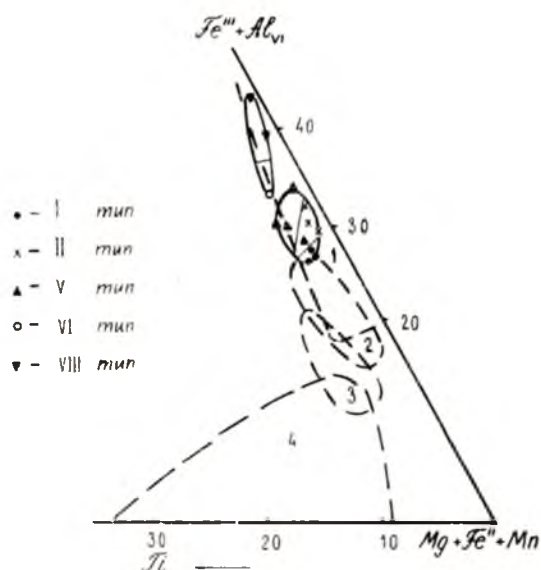


Рис. 1. Состав биотитов из пегматитов на диаграмме Д. А. Великославинского [2].

1 — зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая фации, 2 — дистен-ставролитовая субфация, 3 — альмандин-силлиманитовая субфация, 4 — гранулитовая фация. I—VIII — состав биотитов из пегматитов различных типов.

из пегматитов различных типов

вс. %							F	f	f ₀	Al _{IV}	Al _{VI}	Tl ΣY
MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.	сумма						
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
12,51	—	0,24	8,62	(0,92)	4,43	100,39	38,2	34,7	14,0	28,8	22,7	2,7
12,17	0,08	0,08	9,23	(1,25)	4,12	100,39	40,1	36,2	15,4	31,0	21,7	3,0
10,48	Сл.	0,15	8,94	0,42	8,86	100,08	48,3	42,4	21,3	28,25	22,0	3,3
10,37	0,02	0,15	9,20	0,57	3,93	99,92	48,7	42,8	21,3	30,00	19,0	3,7
10,34	0,12	0,20	8,85	(0,62)	4,44	99,66	49,8	42,2	24,8	31,8	19,7	2,0
10,45	0,32	0,20	8,94	(0,70)	4,80	100,02	48,9	41,2	27,0	32,5	22,3	2,0
9,18	0,10	0,10	0,16	0,18	3,93	100,14	54,3	50,5	14,3	29,5	19,0	3,3
7,61	Сл.	0,32	8,70	0,38	4,48	99,93	62,3	57,2	19,1	29,5	17,3	3,3
7,91	0,20	0,18	9,00	0,36	4,15	100,45	58,0	52,9	18,9	30,0	22,7	4,0
7,50	0,20	0,16	7,80	0,44	4,54	100,40	61,7	55,4	22,9	30,2	19,3	4,0
7,82	0,08	0,54	8,99	(0,55)	4,45	100,01	58,3	51,6	23,7	27,9	24,0	2,3
7,20	—	0,24	9,38	(1,20)	4,91	99,85	60,6	54,8	21,4	24,25	23,7	3,7
3,39	0,06	0,28	8,56	0,42	4,47	99,53	80,8	77,7	20,9	29,5	29,0	1,3
1,68	0,04	0,14	8,92	(1,05)	4,87	99,96	88,0	88,0	0,0	34,25	43,7	0,7

тальных типов располагаются в поле, соответствующем эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациям метаморфизма.

Для мусковитов наиболее информативным показателем химического состава является железистость. Так, значение F направленно возрастает от 43 до 71% в ряду типов слюдяных пегматитов и от 48 до 100%

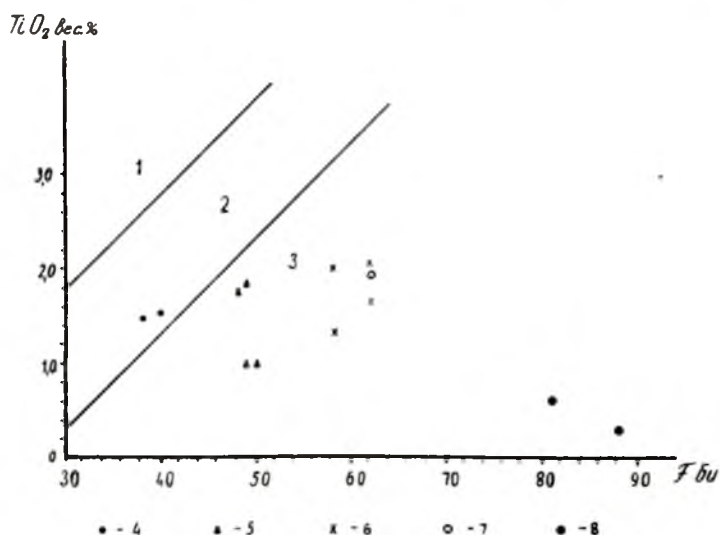


Рис. 2. Состав биотитов из пегматитов на диаграмме Г. М. Друговой и В. А. Глебовицкого [9].

1 — гранулитовая фация, 2 — амфиболитовая фация, 3 — эпидот-амфиболитовая и зеленосланцевая фации. Состав биотитов из пегматитов различных типов: 4—I тип, 5—II тип, 6—V тип, 7—VI тип, 8—VIII тип.

Химический состав мусковитов

Тип пегматита	№ жил, ассоциация	№ обр.	Результаты анализа,						
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
I	Ж. 162, кварц-мусковитовый комплекс	328	45,25	0,25	35,79	1,09	0,70	0,01	1,19
II	Ж. 2, пегматоидный мусковит	175	46,00	0,42	32,63	1,82	1,40	0,02	1,54
III	Ж. 2, кварц-мусковитовый комплекс	177	45,67	0,55	33,40	1,29	1,02	0,01	1,69
	Ж. 367, кварц-мусковитовый комплекс	10	46,50	0,30	33,85	1,40	1,10	0,03	1,16
	Ж. 367, пегматоидный мусковит	16	46,48	0,15	34,14	1,30	1,12	0,02	1,03
	Ж. 367, кварц-мусковитовый комплекс	97	45,83	0,12	33,92	1,60	1,16	0,02	1,19
	Ж. 367, кварц-мусковитовый комплекс	100	46,25	0,07	34,37	1,47	0,97	0,02	0,95
	Ж. 212, пегматоидный мусковит	122	46,18	0,31	33,45	1,58	1,18	0,02	1,13
	Ж. 212, пегматоидный мусковит	123	46,24	0,10	34,06	1,67	1,14	0,01	1,11
	Ж. 212, кварц-мусковитовый комплекс	145	45,96	0,18	33,69	1,62	1,20	0,02	1,15
IV	Ж. 216, пегматоидный мусковит	384	45,87	0,22	33,54	1,67	1,14	0,02	0,82
V	Ж. 13—15, пегматоидный мусковит	224	44,88	0,12	35,00	2,58	1,28	0,05	0,83
VI	Ж. 170, кварц-мусковитовый комплекс	487	45,69	0,58	32,76	1,85	1,25	0,03	1,79
VII	Ж. 86, кварц-мусковитовый комплекс	301	44,69	Сл.	36,86	1,46	0,86	0,04	0,18
	Ж. 86, кварц-мусковитовый комплекс	303	44,30	Сл.	36,66	1,59	0,86	0,01	0,25
	Ж. 86, кварц-мусковитовый комплекс	311	44,44	Сл.	37,12	1,13	0,86	0,03	0,21
VIII	Ж. 50, кварц-мусковитовый комплекс	331	43,83	Сл.	37,20	0,04	1,14	0,03	—
	Ж. 50, кварц-мусковитовый комплекс	361	45,46	Сл.	34,69	2,39	1,37	0,03	Сл.
	Ж. 50, кварц-мусковитовый комплекс	359	44,53	Сл.	34,82	1,93	1,67	0,06	Сл.

в ряду типов мусковит-редкометалльных пегматитов (табл. 1). Из других расчетных коэффициентов (табл. 3) тенденция к снижению от I типа к V отмечается для величины $\frac{Na}{Na+K}$.

Отчетливую направленность эволюции состава в рассматриваемых рядах пегматитов обнаруживают гранаты: от «низших» типов к «высшим» поступательно возрастает железистость и марганцевистость, снижается магниальность (табл. 1, 4). Исходя из диаграмм на рис. 3, 4 [25, 9], можно предполагать, что формирование гранатов в пегматитах всех типов, кроме I и II, происходит в условиях эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Фигуративные точки гранатов из пегматитов II типа располагаются вблизи границы полей амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Представительную пробу граната из жил I типа получить не удалось.

Имеющиеся данные по химическому составу минералов использованы в целях определения абсолютных палеотемператур [15, 21] формирования «высших» типоморфных ассоциаций в пегматитах выделенных типов. Приведенные в табл. 5 результаты указывают на закономерное снижение температур образования изученных ассоциаций в пределах слюдяных и мусковит-редкометалльных пегматитов отдельно: от простых

из пегматитов различных типов

вес, %						F	f	f ₀	Al _{IV}	Al _{VI}	Na Na+K	Ti ΣY
CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.	сумма							
0,13	0,72	10,18	(0,66)	5,22	100,53	42,9	25,0	55,5	25,0	89,0	9,5	0,01
—	0,58	10,12	0,32	4,98	99,83	51,6	31,8	56,2	22,75	83,5	7,5	0,01
—	0,69	9,68	0,49	5,61	100,10	41,4	26,1	50,0	23,5	84,5	9,0	0,01
0,07	0,50	10,31	(0,66)	4,66	99,88	54,2	35,3	53,9	22,8	87,0	6,5	0,02
0,23	0,56	10,39	(0,82)	4,64	100,06	54,6	37,5	50,0	22,5	88,5	7,4	0,01
0,17	0,48	10,37	(0,73)	5,22	100,08	55,6	36,9	53,4	23,8	86,0	6,4	0,01
0,13	0,50	10,31	(0,66)	4,73	99,77	59,1	40,0	53,9	23,0	89,0	6,4	—
0,43	0,50	9,99	(0,90)	5,15	99,92	56,0	35,3	57,2	23,7	82,5	6,7	0,02
0,30	0,60	9,96	(0,58)	4,70	99,89	57,7	35,3	60,0	23,0	87,0	8,7	—
0,27	0,54	10,33	(0,88)	4,79	99,75	57,7	38,9	53,4	23,0	86,5	7,4	0,01
—	0,56	10,44	0,38	5,10	99,76	63,6	42,85	50,0	22,75	87,5	7,3	0,01
0,26	0,36	10,61	(0,66)	4,26	100,23	71,5	46,7	65,0	25,5	85,5	4,3	0,01
—	0,57	9,68	0,42	5,18	99,80	48,5	29,5	56,2	23,5	82,5	2,4	0,01
—	0,42	10,76	0,66	5,25	100,52	85,8	71,4	58,3	25,8	93,0	5,2	—
—	0,54	10,76	0,84	5,09	100,08	86,7	71,4	61,6	26,0	92,5	7,1	—
—	0,50	10,78	1,16	8,35	100,42	84,7	71,4	54,6	26,0	93,5	6,1	—
0,10	0,50	10,87	(0,70)	5,33	100,00	100,0	100,0	45,5	26,5	94,5	6,1	—
0,17	0,42	10,89	(0,86)	4,47	99,89	100,0	100,0	63,2	23,5	90,5	5,0	—
0,37	0,54	10,56	0,50	4,81	99,79	100,0	100,0	52,7	24,25	90,5	7,2	—

пегматитов к сложным. Простые пегматиты (I—II типы слюдяных и VI тип мусковит-редкометалльных) оказываются наиболее высокотемпературными. Необходимо при этом отметить значительное расхождение в результатах определения температуры для I и II типов двумя используемыми методами, а именно — резкое занижение значений T° , определенных по биотит-гранатовому термометру. Причины этого явления сейчас неясны. Можно предполагать, что на распределение железа и магния между минералами оказывает существенное влияние марганец, концентрации которого в гранате пегматитов весьма высоки. Как бы то ни было, данные мусковит-плагиоклазового термометра кажутся в рассматриваемом слу-

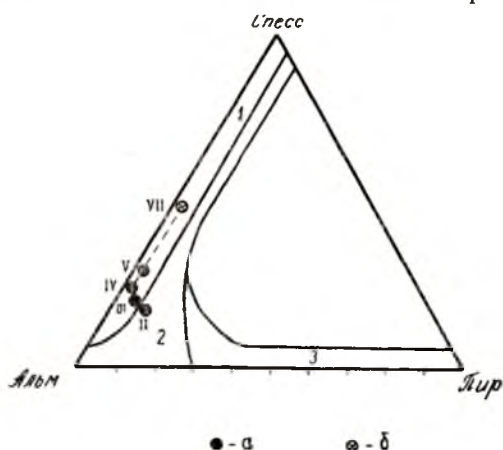


Рис. 3. Состав гранатов из пегматитов на диаграмме А. Миширо [25].

1 — зеленосланцевая и эпидот-амфиболовая фация, 2 — амфиболовая фация, 3 — гранулитовая фация. Состав гранатов из пегматитов: а — слюдяных, б — мусковит-редкометалльных

Химический состав гранатов

Тип пегматита	№ жил, ассоциация	№ обр.	Результаты анализа,						
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
II	Ж. 8, плагиоклазовый пегматит блоковой структуры	481	37,24	Сл.	22,68	1,91	24,84	6,31	1,34
III	Ж. 5, кварц-мусковитовый комплекс	449	36,96	Сл.	22,43	1,40	30,71	4,46	1,60
III	Ж. 212, плагиоклаз. пегматит блоковой структуры	130	37,14	Сл.	22,56	1,61	26,57	8,07	1,18
III	Ж. 367, кварц-мусковит. комплекс	43	37,5	Сл.	21,90	3,10	25,31	7,97	0,53
IV	Ж. 4, плагиоклаз. пегматит блоковой структуры	462	37,10	Сл.	21,77	2,40	25,86	8,00	0,58
V	Ж. 13—15, плагиоклаз. пегматит блоковой структуры	396	37,26	Сл.	22,16	4,59	21,73	9,40	0,34
VII	Ж. 95, плагиоклазовый пегматит блоковой структуры	344	35,40	0,22	21,71	1,73	18,86	19,58	0,28

чае предпочтительными, поскольку хорошо согласуются с результатами относительной термометрии по биотиту и гранату, а также с цифрами, полученными по газовой-жидким включениям [14, 4].

Как указывалось ранее [3, 4], результаты исследования химизма минералов переменного состава в комплексе с рядом других геологических и минералого-геохимических фактов позволяют подойти к оценке условий формирования изученных пегматитов. В частности, на основе имеющихся данных слюдяные пегматиты I типа рассматриваются как производные, главным образом, магматического этапа, тесно связанного с процессами ультраметаморфизма (кристаллизация остаточного палингенного расплава, частично — ранний щелочной метасоматоз) и формируются в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. Напротив, образование слюдяных пегматитов всех остальных типов происходит в пределах метасоматического этапа, вследствие преобразования пегматитов I типа. Этот этап развития слюдяных пегматитов представляется возможным генетически связывать с процессами диафореза в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Изученные мусковит-редкометалльные пегматиты по имеющимся данным не обнаружи-

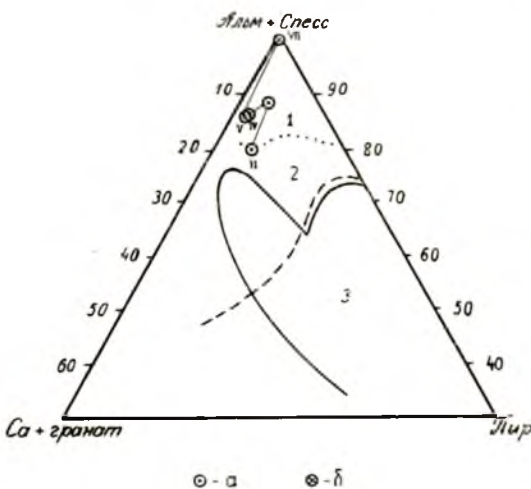


Рис. 4. Состав гранатов из пегматитов на диаграмме Г. М. Друговой и В. А. Глебовицкого [9].

1 — зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая фации, 2 — амфиболитовая фация, 3 — гранулитовая фация. Состав гранатов из пегматитов: а — слюдяных, б — мусковит-редкометалльных.

Таблица 4

из пегматитов различных типов

вес. %						F	Пироп	Спессартин	Альмандин	Са-гранат
CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.	сумма					
4,68	0,08	0,10	0,33	0,23	99,77	91,9	6,0	16,0	62,7	15,3
2,41	0,14	0,09	0,21	—	100,41	91,6	7,1	11,0	74,5	7,4
2,36	0,09	0,06	0,18	—	99,82	93,2	5,2	20,6	66,5	7,7
2,25	0,10	0,05	0,30	—	99,71	97,1	2,4	21,6	68,2	7,8
3,81	0,10	0,10	0,36	0,27	100,35	96,5	2,6	20,2	65,0	12,2
3,80	0,09	0,06	0,36	—	99,79	97,8	1,6	26,0	59,2	13,2
—	0,08	Сл.	0,23	1,52	99,61	98,0	1,1	50,7	48,2	—

Таблица 5

Палеотемпературы образования ассоциаций минералов

Тип пегматитов	№ обр. плагиоклаза и мусковита	№ пл.	$\frac{Na}{Na+K}$ в мусковите	№ обр. биотита и граната	Mg ¹ в биотите и гранате	T° по диаграмме А. С. Таланцева	T° по диаграмме Л. Перчука
I	Пл-323 Му-328	27	9,5	—	—	Более 600°	—
II	Пл-156 Му-177	20	9,0	Би-293 Гр-481	51,1 8,1	580°	410°
III	Пл-89 Му-93	16	7,6	Би-56 Гр-130	45,7 6,8	510°	410°
IV	Пл-452 Му-384	13	7,3	—	—	460°	—
V	Пл-220 Му-224	16	4,3	Би-217 Гр-396	39,8 2,2	350°	350°
VI	Пл-485 Му-487	21	8,3	—	—	580°	—
VII	Пл-304 Му-302	6	6,3	—	—	350°	—
VIII	Пл-332 Му-334	6	5,0	Би-197 Гр-344	19,2 2,0	300°	300°

вуют связи с процессами регионального метаморфизма и диафтореза, предшествующими их формированию, и являются производными более молодых интрузивных гранитов среднего протерозоя, обнажающихся северо-западнее месторождения. Из трех выделенных мусковит-редко-

металльных типов пегматиты VI типа представляются в полном объеме магматическими образованиями, тогда как пегматиты VII и VIII типов претерпевают существенное доразвитие в процессе аутометасоматоза.

Литература

1. Борнеман-Старынкевич И. Б. Руководство по расчету кристаллохимических формул минералов. М., «Наука», 1964.
2. Великославинский Д. А. Изменение соотношений в группе катионов шестерной координации в биотитах при региональном метаморфизме.— В сб.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. Л., «Наука», 1965.
3. Гродницкий Л. Л. Сравнительная петрографо-минералогическая характеристика слюдяных пегматитов Чупы и Ены.— Тезисы докладов геологич. межобл. конф. по проблеме «Геология и полезные ископаемые Карелии», Петрозаводск, 1971.
4. Гродницкий Л. Л. Сравнительная петрографо-минералогическая характеристика слюдяных пегматитов Чупы и Ены.— В сб.: Минералы-индикаторы особенностей вмещающей их среды. Л., «Наука», 1975.
5. Гродницкий Л. Л., Манаев Н. М. О составе плагиоклазов из слюдоносных пегматитов северной Карелии.— Геохим. сб. Саратовского ун-та. Саратов, 1968.
6. Гродницкий Л. Л., Манаев Н. М. О химическом составе биотитов из пегматитов северной Карелии.— В сб.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Тр. Ин-та геол. КФ АН СССР. Вып. 7. Л., 1971.
7. Гродницкий Л. Л., Полин А. К. Пегматиты северной Карелии и их ореолы. Петрозаводск, «Карелия», 1975.
8. Давиденко И. В. Двуполовошпатовый термометр Барта и температуры образования гранитных пегматитов.— В сб.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2, М., «Наука», 1968.
9. Другова Г. М., Глебовицкий В. А. Некоторые закономерности изменения состава граната, биотита, роговой обманки при региональном метаморфизме.— В сб.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. Л., «Наука», 1965.
10. Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд. АН СССР, 1957.
11. Макагон В. М. О температурах образования и послепегматического изменения слюдоносных пегматитов Мамского р-на (по данным различных геологич. термометров).— В сб.: Геохимия пегматитов Вост. Сибири. М., «Наука», 1971.
12. Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965.
13. Никаноров А. С., Михайлов И. И. О составах гранатов из пегматитов и метаморфических пород беломорского комплекса.— Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. Ч. 98, вып. 6, 1969.
14. Никаноров А. С., Михайлов И. И. Температуры образования пегматитовидных структур в слюдоносных и керамических пегматитах.— Геохимия, 1964, № 11.
15. Перчук Л. Л. Биотит-гранатовый геотермометр.— ДАН СССР, 1967, т. 177, № 2.
16. Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М., «Наука», 1970.
17. Рыцк Ю. Е. Влияние дисъюнктивных нарушений на распределение пегматитов в северо-западном Беломорье.— Тр. ВСЕГЕИ, вып. 83, 1962.
18. Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. М., «Наука», 1964.
19. Соколов Ю. М. Гранаты из слюдоносных пегматитов разных зон метаморфизма мамской серии.— В сб.: Некоторые вопросы геологии азиатской части СССР. М., Изд. АН СССР, 1959.
20. Соколов Ю. М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. М.—Л., «Наука», 1970.
21. Таланцев А. С. Плагиоклаз-мусковитовый геологический термометр.— ДАН СССР, т. 196, № 5, 1971.
22. Татарский В. Б. Кристаллооптика и иммерсионный метод. М., «Недра», 1965.
23. Шуржин К. А., Горлов Н. В., Дук В. Л., Салье М. Е. Беломорский комплекс северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Изд. АН СССР, 1962.
24. Ramberg H. Chemical bonds and distribution of cations in silicates. J. Geol., 1952, 60, N 4.
25. Mijashiro A. Evolution of metamorphic belts. J. Petrol., 1961, N 1.

Л. Л. Гродницкий, А. И. Крохин

О СМЕНЕ ЗАКОНА ДВОЙНИКОВАНИЯ ПЛАГИОКЛАЗОВ В ПРОЦЕССЕ ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИИ И МЕТАСОМАТОЗА СЛЮДЯНЫХ И МУСКОВИТ-РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ

При исследовании федоровским методом плагиоклазов из слюдяных и мусковит-редкометалльных пегматитов одного крупного месторождения юго-запада Кольского п-ова отмечено явление смены, преобразования ранних периклиновых двойников поздними альбитовыми в пределах одного блок-кристалла. Эти превращения носят массовый, закономерный характер и определенным образом связаны с особенностями развитых минеральных ассоциаций и структурно-минералогических типов пегматитов, а следовательно, занимают определенное место в общем процессе формирования пегматитов.

Изученные плагиоклазы являются «сквозными» породообразующими минералами и представлены во всех восьми структурно-минералогических типах пегматитов, образующих прерывистый генетический ряд [1].

Отчетливо выделяются три плагиоклазсодержащие типоморфные структурно-минеральные ассоциации: мелко- и среднезернистый плагиоклазовый пегматит ортотектитовой и неяснографической структуры с мелкотаблитчатым и чешуйчатым биотитом ($\text{Пл}_{26} + \text{Би}_{39} + \text{Кв}$), плагиоклазовый пегматит пегматоидной и блоковой структур с кристаллическим и листоватым биотитом ($\text{Пл}_{20} + \text{Би}_{49} + \text{Му} + \text{Кв}$), плагиоклазовый пегматит пегматоидной и блоковой структур с крупнокристаллическим мусковитом ($\text{Пл}_{18} + \text{Му} + \text{Гр}_{18}^{\text{I}} + \text{Кв}$) *.

На основе анализа геологических, петрографических и геохимических данных ранее [1, 2] было показано, что первая из трех перечисленных ассоциаций представляется продуктом кристаллизации обогащенной водой гранитной магмы палингенного происхождения, тогда как две последние ассоциации формируются в процессе последующей перекристаллизации и метасоматоза. Соответственно в указанном генетическом ряду пегматитов I тип рассматривается как магматическое образование заключительных стадий этапа ультраметаморфизма, типы II—V отвечают различным метасоматическим фациям этапа диафореза магматических пегматитов, а пегматиты VI—VIII типов (мусковит-редкометалльные), еще более оторванные во времени от предыдущих, формируются как продукты магматического и аутометасоматического процессов в связи с более молодыми интрузивными позднеорогенными гранитами.

Наблюдаемое преобразование периклиновых двойников в альбитовые отчетливо фиксируется как в пределах одной жилы (серии

* Цифровые индексы обозначают номер плагиоклаза, железистость биотита, магнезиальность (внизу) и марганцевистость (вверху) граната.

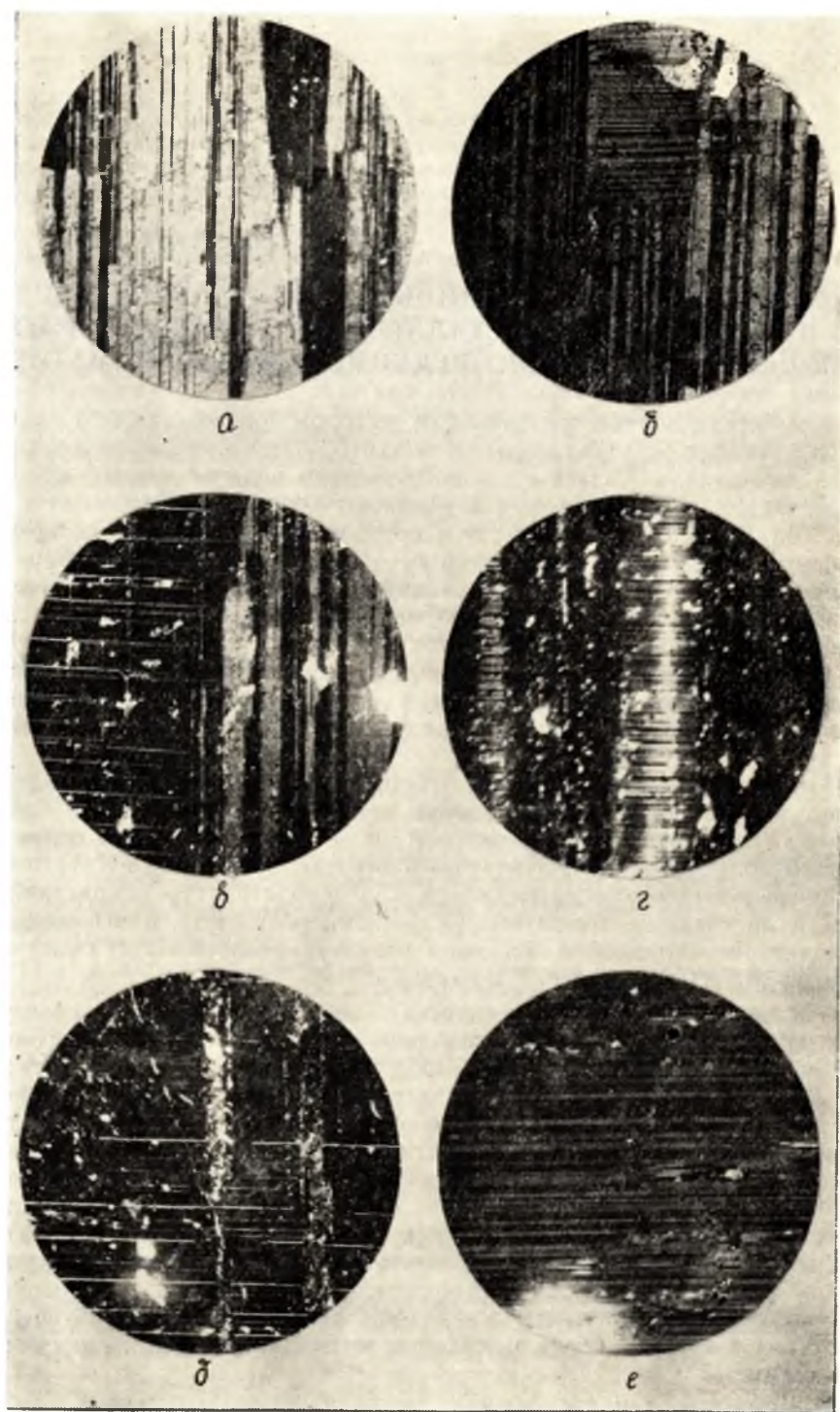


Рис. 1а, б, в, г, д, е. Различные стадии преобразования ранних периклиновых двойников (вертикальные) в альбитовые.

Данные изучения двойников плагиоклазов из пегматитов I—VIII типов

Тип пегматитов	№ жил и сечения	№ шлифов	Пегматит ортотектиновой и неяснографической структур		№ шлифов	Пегматит пегматоидной и блоковой структур	
			закон двойникования	номер плагиоклаза		закон двойникования	номер плагиоклаза
I	Ж. 162	324	П	25	—	—	—
II	Ж. 2, сеч. 1	154	П	21	158	П	25
		155	П	20	159	А (П)	21
		157	П	23	160	П	23
					161	П	24
					162	П (А)	23
					163	П (А)	20
					400	П	23
	сеч. 2	399	П	26	406	П + А	24
		414	П	23	410	П + А	27
					412	П (А)	25
	сеч. 3	423	П	24	424	П	23
					425	П	—
					428	П (А)	22
					435	П (А)	18
	сеч. 4	433	П (А)	23	436	А (П)	18
					437	А	18
					438	П (А)	19
	Ж. 212, сеч. 1	101	П	24	103	П + А	12
		102	П	14	105	А	14
	сеч. 2				116	П + А	21
					118	П	19
	сеч. 3	131	П	17	134	П (А)	17
	сеч. 4	135	П	17	136	П	17
					137	А	18
					138	А	18
					139	П	15
					140	П	18
					142	П	—
III	сеч. 5	151	П	25			
	Ж. 367, сеч. 1	2	П (А)	21	6	П (А)	18
		4	П	22	8	П (А)	20
					9	П	15
	сеч. 2	21	П (А)	—	20	А	21
	сеч. 3	39	П	—	24	П + А	17
					25	А	20
					26	П + А	18
					27	П	17

Тип пегматитов	№ жил и сечения	№ шлифов	Пегматит ортотектитовой и неяснографической структур		№ шлифов	Пегматит пегматоидной и блоковой структур	
			закон двойникования	номер плагиоклаза		закон двойникования	номер плагиоклаза
III	Ж. 367 сеч. 4 сеч. 5 сеч. 6 сеч. 7 сеч. 8 сеч. 9	44	П	24	28	А(П)	—
					29	П	15
					35	П	20
					36	П(А)	20
					37	П	20
					38	П	15
		51	П	21	45	П	24
					46	П	18
					52	П	14
					53	П	15
					55	П+А	14
					63	П	24
		61	П(А)	26	64	П	23
					65	П+А	22
					70	П	18
					71	П	16
					76	П+А	15
					77	А(П)	16
IV	Ж. 216, сеч. 1 сеч. 2 сеч. 3	361	П	22	85	П(А)	23
					88	П+А	15
					362	А	19
					363	П(А)	20
					364	А(П)	20
					365	А(П)	16
					366	А(П)	14
					367	А(П)	13
					368	А(П)	15
					379	А	19
					380	А	15
					387	А	18
V	Ж. 13—15, сеч. 1 сеч. 2	205	П	25	388	А	17
					216	П+А	16
					219	П+А	19
					228	А(П)	13
					229	П+А	11
					230	П+А	13
		238	П	23	239	П(А)	15
					241	П+А	14
					242	А(П)	12
					244	А	17
	Ж. 13—15, сеч. 2	245	П(А)	25	246	А(П)	18

Тип пегматитов	№ жил и сечения	№ шлифов	Пегматит ортотектитовой и неяснографической структур		№ шлифов	Пегматит пегматоидной и блоковой структур	
			закон двойникования	номер плагиоклаза		закон двойникования	номер плагиоклаза
VI	сеч. 3				262	П(А)	12
					263	А(П)	16
		261	П(А)	—	266	А(П)	15
		265	А+П	18	267	П+А	20
					281	А	17
VII—VIII	Ж. 170	488	П(А)	23			
		489	П(А)	23			
VII—VIII	Ж. 413 бис	181	А	6	185	А	6
		182	А	8	192	А	9
		183	А	10			
		184	А	13			
		191	А	7			
		193	А(П)	12			

Примечание П—периклиновые двойники; П(А)—периклиновые преобладают над альбитовыми; П+А — периклиновые и альбитовые развиты в равной степени; А(П) — альбитовые преобладают над периклиновыми; А — альбитовые двойники.

однотипных жил), от ранней ассоциации к поздней, так и в ряду типов пегматитов, от «низших» к «высшим». Смена одних двойников другими происходит постепенно, с хорошо видимыми переходами (рис. 1, а—е): от появления альбитовых сростаний на единичных мелких участках зерна среди периклиновых двойников, через приблизительно равное развитие двойников по обоим законам, к преобладанию и, наконец, к сплошному развитию альбитовых двойников.

В плагиоклазах «низших» типов (I—II) индивиды обеих систем двойников попарно близко оптически ориентированы, имеют почти совпадающие двойниковые оси [010] и \perp 010, а смена закона не сопровождается изменением состава минерала. В пегматитах «высших» типов, где процесс проявляется значительно более интенсивно, происходит некоторая переориентировка оптической индикатрисы новообразованных индивидов (до 12—13°) и соответствующее изменение состава (снижение основности) плагиоклаза. Под микроскопом блок-кристаллы, в которых развиваются описываемые преобразования, в разрезах $\sim \perp$ [100] хорошо различаются по характерному поперечному расположению двойниковых швов (RS — для периклиновых, 010 — для альбитовых). Резко отличаются двойники и морфологически. Широкие периклиновые имеют неровные, ломаные, «рванные» границы, тупо и остро «выклиниваются», часто смещаются вдоль плоскостей сростания альбитовых двойников. Последним, напротив, свойственно тонкое полисинтетическое двойникование с правильными прямолинейными ограничениями индивидов.

Количественное соотношение разных двойников в плагиоклазах из различных ассоциаций и структурно-минералогических типов, иллюстрирующее возрастание интенсивности преобразования от ранних

ассоциаций к поздним и от «низших» типов к «высшим», показано в таблице (данные 128 шлифов).

Природа описанного явления сейчас еще далеко неясна. Настоящая статья преследует цель изложения наблюдаемых фактов и эмпирической закономерности.

Можно, однако, предполагать, что в процессе длительного формирования пегматитов от магматического этапа к метасоматическому в слюдяных пегматитах и от слюдяных пегматитов к мусковит-редкометальным происходит переориентировка тектонических напряжений в пределах площадей развития изученных пегматитов. Эта причина, а также широкое проявление на метасоматическом этапе развития слюдяных пегматитов геометрического отбора при росте блоков полевых шпатов могли повлиять на смену предпочтительной плоскости срастания двойников с (RS) на (010). Возможно, поэтому подход к решению задачи лежит на пути микроструктурного изучения пегматитов.

Литература

1. Гродницкий Л. Л. Сравнительная петрографо-минералогическая характеристика пегматитов Чупы и Ены (северо-западное Беломорье).— Сб.: Минералы-индикаторы особенностей вмещающей их среды. Л., «Наука», 1975.

2. Гродницкий Л. Л., Полин А. К. Пегматиты северной Карелии и их ореолы. Петрозаводск, «Карелия», 1975.

СОСТАВ МУСКОВИТА ПЕГМАТИТОВ ЗАПАДНОЙ КАРЕЛИИ

Мусковит, обладающий структурой большой изоморфной емкости, чутко реагирует своим составом на изменение химизма минералообразующей среды и термодинамических условий кристаллизации. Это позволяет использовать химический состав мусковита в качестве индикатора геохимической специализации пегматитов [6, 7, 14, 2 и др.], особенно, при их предварительной оценке в слабоизученных и плохо обнаженных районах.

Таковыми районами и являются пегматитоносные площади западной Карелии, занимающие определенное геологическое положение и потому объединенные в так называемую Западно-Карельскую зону пегматитов, расположенную в пределах Западно-Карельской структурно-фациальной подзоны карелид [10]. Эта пегматитоносная зона протягивается в северо-западном, близком к меридиональному, направлении от южной границы Муезерского района (у оз. Гимольского) к оз. Тикшозеро, Челмозеро и дальше в район Костамукшского железорудного месторождения.

На протяжении пегматитоносной полосы известные в настоящее время кусты пегматитовых жил распределены неравномерно. Здесь выявлено несколько участков высокого пегматитонасыщения. Материал, характеризующий состав мусковита, собран на следующих из них:

1. Гимольский участок, включающий два куста — Щельозера и Кадиваары, расположен в районе Гимольского железорудного месторождения; 2. Суккозерский участок, находящийся между поселком Суккозеро и оз. Педайярви; 3. Обширный по площади и неоднородный по характеру пегматитов Тикшезерский участок, протягивающийся к западу от Тикшозера, Ребольского шоссе в направлении Челмозера; 4. Челмозерский участок, располагающийся к западу от Челмозера.

Пегматиты этих участков не лишены некоторого разнообразия, но все они имеют много общих черт, начиная от аналогичного геологического положения и кончая особенностями петрохимии и минерального состава.

Западнокарельские пегматиты прорывают порфиробластические мигматиты, а также разнообразные кристаллические сланцы, лептиты, туфогенные породы и конгломераты гимольской серии, иногда залечивают зону дробления в контакте нижнепротерозойских образований и архейского фундамента [16]. Они образуют межпластовые и кососекущие тела, самые крупные из которых прослеживаются по отдельным выходам на первые сотни метров и имеют мощность, превышающую 10 м. Общее простирание пегматитовых жил, как и всей пегматитоносной зоны, совпадает с направлением осей главных складчатых структур Западно-Карельской синклинальной подзоны.

Внедрение основной массы пегматитов, по всей вероятности, связано с ранними фазами карельской складчатости, т. к. на заключительных ее этапах пегматиты вместе с образованиями гимольской серии участвовали в тектонических движениях как жесткие тела, о чем свидетельствует их частый катаклаз и милонитизация.

Общей петрохимической особенностью западнокарельских пегматитов является небольшая роль кальция в их составе при довольно высоком, хотя и непостоянном, содержании натрия (до 6%) и меняющемся содержании калия (0,25—8,8%) [12]. Этим определяется кислый состав плагиоклаза, обычно представленного альбитом, распространенность наряду с микроклиновыми альбитовых разновидностей пород и широкое проявление альбитизации.

Мусковит в пегматитах Западно-Карельской зоны является обычным второстепенным минералом. По характеру выделений, положению в жилах и взаимоотношениям с другими минералами здесь различается несколько его разновидностей.

Почти повсеместное распространение имеет мелкокристаллический (до 4 см) мусковит в составе кварц-мусковитового и кварц-альбит-мусковитового комплексов. Эти минеральные агрегаты образуют полосы и гнезда среди существенно микроклинового пегматита. В олигоклаз-альбитовом пегматите неяснографической структуры встречаются гнезда (8—12 см) мелкозернистого кварц-мусковитового комплекса с радиальным расположением чешуек мусковита.

При ассимиляции ксенолитов возникают грубозернистые агрегаты альбит-кварц-мусковитового состава с беспорядочно ориентированными несовершенным ограниченными мелкими (1—3 см) табличками мусковита, замещающего биотит.

Химический состав мусковита (вес. %)

Участок № пробы	Щельозерский					Кадиваарский					Сукко- зерский		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	44,73	45,23	45,19	44,77	44,83	44,27	45,89	44,64	44,84	44,78	44,66	45,36	45,41
TiO ₂	0,56	0,25	0,14	0,11	0,11	0,27	0,20	0,18	0,44	0,23	0,44	0,15	0,06
Al ₂ O ₃	33,43	34,77	35,11	34,89	35,29	36,04	35,48	35,35	35,07	35,24	35,61	35,87	36,73
Fe ₂ O ₃	3,74	2,05	2,03	3,32	2,45	1,00	2,35	2,30	2,36	2,04	2,00	1,09	1,52
FeO	Не опр.	0,41	0,37	0,17	0,35	0,60	0,50	0,64	0,50	0,50	0,74	1,04	0,58
MnO	0,06	0,03	0,04	0,03	0,04	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	0,013	0,03	0,08
MgO	0,98	0,85	0,90	0,54	0,34	0,88	0,94	0,84	1,00	0,88	0,11	0,23	0,30
CaO	0,06	Не обн.	0,04	Не обн.	Не обн.	0,23	Не обн.	0,02	0,18	Не обн.	0,12	Не обн.	Не обн.
Na ₂ O	0,63	0,71	0,73	0,63	0,77	0,84	0,70	0,66	0,77	0,76	0,72	0,72	0,72
K ₂ O	9,79	9,84	10,23	10,86	10,86	10,24	10,74	10,32	9,92	10,24	9,88	10,25	9,90
H ₂ O	0,89	1,01	0,69	0,53	0,10	0,50	1,83	0,53	0,50	0,46	1,98	0,42	0,72
п.п.п.	5,75	5,45	5,64	5,06	4,73	4,96	3,37	4,59	4,79	4,71	6,02	5,34	5,14
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,017	0,038	0,034
O=F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,01	0,02	0,02
Сум- ма	99,73	99,59	100,42	100,38	99,83	99,85	100,19	100,10	100,40	99,88	100,32	100,10	100,45
Ана- литик	Брагина Т. М.					Сарафанова Р. Ф.		Кукина В. А.	Сарафанова Р. Ф.		Кукина В. А.	Доильнищина В. А.	Брагина Т. М.

Кварц-мусковитовый и кварц-альбит-мусковитовый комплексы нередко примыкают к блокам кварца и тогда со стороны кварца ксеноморфные таблички мусковита, как и в слюдоносных пегматитах, дорастая, приобретают кристаллографическую огранку. В результате осуществляется переход к следующей разновидности мусковита, известной в литературе [1] как пегматоидный мусковит. Для него обычны табличчатые и клиновидные кристаллы с характерной «ельчатостью». Поперечник их в плоскости спайности достигает 15 см. Пегматоидный мусковит распространен в пегматите пегматоидной структуры и особенно часто располагается по периферии блоков кварца.

Особой морфологической разновидностью является листоватый мусковит, развивающийся по плоскостям трещин в центральных частях жил. По времени образования ему близок мелкокристаллический (0,5—1,0 см) мусковит, образующий чешуйчатые скопления в кварце и нарастающий на грани кристаллов альбита. В альбитизированных участках с сахаровидным альбитом ассоциирует мелкочешуйчатый (1—3 мм) мусковит, замещающий турмалин.

Более поздними являются серицитовидные слюдки, развивающиеся по трещинам в катаклазированном пегматите.

В западнокарельских пегматитах преобладает мусковит зеленовато-желтого цвета. Обычные для карельских слюдоносных пегматитов коричневые кристаллы здесь встречаются редко и преимущественно в составе кварц-мусковитового комплекса. Яркий желтый оттенок, как у жильбертита в слюдоносных жилах, имеют мелкие чешуйки мусковита в блоковом кварце и его листоватые кристаллы, приуроченные к трещинам. Такая же окраска характерна для довольно крупных (6—10 см) кристаллов мусковита, сопровождающих акцессорный

Таблица 1

Тикшезерский												Челмозерский
14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
45,47	43,60	45,18	45,01	45,23	45,12	46,45	44,40	44,32	45,00	45,13	44,63	44,30
0,19	Не обн.	0,11	0,21	0,51	0,19	Сл.	0,30	0,21	0,19	0,05	0,10	0,01
36,51	36,84	36,41	37,32	35,29	36,77	34,86	36,20	36,51	36,54	36,14	36,88	37,89
1,16	Не обн.	2,05	1,14	1,11	1,23	1,27	1,74	1,63	1,19	1,40	1,24	1,01
0,48	1,00	Не опр.	0,65	0,88	0,55	0,21	0,45	0,59	0,46	0,67	0,61	0,21
0,02	Сл.	0,04	0,02	0,01	0,02	Не опр.	0,01	0,02	0,03	0,014	0,01	0,007
0,76	0,20	0,51	0,53	0,90	0,45	0,60	0,39	0,08	0,39	Не обн.	0,01	0,10
Не обн.	Не обн.	Сл.	Не обн.	0,14	Не обн.	Сл.	0,06	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,20	Не обр.
0,65	0,70	0,93	0,73	0,92	0,80	0,59	0,87	0,87	0,66	0,61	0,80	1,20
10,32	9,92	10,27	10,05	9,48	10,22	10,30	9,98	9,88	10,11	10,24	10,34	9,88
0,32	1,06	0,82	1,42	1,80	1,30	0,29	1,97	2,05	2,01	1,31	0,53	0,10
4,68	6,61	5,01	4,63	5,87	4,90	5,76	6,02	6,29	5,47	5,31	5,49	5,20
0,035	—	0,035	0,035	0,025	0,035	0,038	0,035	0,039	0,038	0,034	—	—
0,02	—	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,015	0,02	0,02	0,015	—	—
100,25	99,73	10,52	100,30	100,35	100,26	100,34	100,44	100,42	100,06	99,58	100,31	99,90
	Доильнищина В. А.	Брагина Т. М.		Доильнищина В. А.	Брагина Т. М.	Доильнищина В. А.			Брагина Т. М.	Доильнищина В. А.	Сарафанова Р. Ф.	

берилл. Реже встречается белый серебристый мусковит, и, что особенно важно, в одной из жил в районе Челозера он приобретает по краям кристаллов сиреневато-розовую окраску.

В западнокарельском мусковите иногда встречаются послойные включения магнетита, образующие мелкую (доли мм) «сыпь», лапчатые дендриты или изометричные вроски в форме шестиугольников. С магнетитом иногда ассоциирует пирит в виде непрозрачных уплотненных включений квадратных и прямоугольных очертаний.

Величина угла оптических осей в рассматриваемом мусковите согласно замерам в 11 кристаллах меняется от 42,2 до 45,5°. В пегматоидном клиновидном и таблитчатом мусковите преобладают значения около 44°. В мусковите из кварц-мусковитового комплекса намечается тенденция к более низким значениям 2V.

Таким образом, в западнокарельских пегматитах прослеживается та же направленность изменения величины угла оптических осей в мусковите, как и в мусковите пегматитов северной Карелии [18].

Химический состав мусковита из разных участков и кустов пегматитовых жил, распределенных по простиранию пегматитоносной зоны, охарактеризован 26 полными силикатными анализами, выполненными в химико-аналитической лаборатории Института геологии Карельского филиала АН СССР (табл. 1). Цифровые данные анализов пересчитаны на кристаллохимические формулы на основе 6 катионов, занимающих в структуре мусковита октаэдрические и тетраэдрические позиции [4].

Кристаллохимические формулы

K	08,4	0,84	0,87	0,93	0,93	0,88	0,91	0,88	0,84	0,87	0,85	0,87	0,83
Na	0,08	0,09	0,09	0,10	0,10	0,11	0,09	0,08	0,10	0,10	0,09	0,09	0,093
Ca	0,004	—	0,003	—	—	0,016	—	0,002	0,01	—	0,01	—	—
Al	1,68	1,78	1,76	1,77	1,82	1,82	1,76	1,76	1,73	1,77	1,82	1,857	1,859
Ti	0,03	0,01	0,008	—	0,004	0,01	0,01	0,008	0,02	0,01	0,02	0,007	0,003
Fe ³⁺	0,19	0,104	0,10	0,17	0,124	0,05	0,11	0,111	0,12	0,10	0,10	0,054	0,075
Fe ²⁺	—	0,024	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,04	0,028	0,03	0,04	0,058	0,032
Mn	0,003	0,002	0,002	—	0,002	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,01	0,01	0,004
Mg	0,097	0,08	0,09	0,10	0,03	0,089	0,09	0,084	0,10	0,088	0,01	0,023	0,027
Si	3,02	3,03	3,02	3,00	3,02	2,97	3,01	2,98	2,98	3,00	3,04	3,03	3,0
Al	0,98	0,97	0,98	1,00	0,98	1,03	0,99	1,02	1,02	1,00	0,96	0,97	1,0
O	9,88	9,86	9,88	9,95	10,00	9,88	9,90	9,82	9,83	9,84	9,78	0,92	9,85
OH	0,12	0,14	0,12	0,05	—	0,12	0,10	0,18	0,17	0,14	0,22	0,08	0,15
OH	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	1,99	1,99	1,99
F											0,01	0,01	0,01

Не определялся

Примечание 1 — мелкошуйчатый мусковит (2 см) из экзоконтакта пегматитово-видный кристалл из кварцевого блока в центре жилы; 4 — зеленый мусковит из кварц-мусковит из контакта плагиоклаза и кварца; 6 — мусковит из гнезда кварц-мусковитового гнезда кварц-мусковитового комплекса; 8 — мусковит из контакта блоков микроклиновидной структуры); 10 — мусковит из ассоциации с высокомарганцевым гранатом в пегматоидной структуры; 12 — мусковит из альбитового пегматита; 13 — таблитчатый мусковит слюдит по ксенолитам вмещающих пород); 15 — мусковит из кварц-мусковитового комплекса; 17 — мусковит из кварц-мусковитового комплекса; 18 — таблитчатый кристалл из альбит-мусковитового комплекса; 21 — мусковит из микроклинового пегматита; 22 — 24 — желто-зеленый клиновидный кристалл из ассоциации с акцессорным бериллом и кварце, переходящий в кварц-мусковитовый комплекс.

Результаты этих анализов, приведенные в табл. 1, показывают, что неоднородный в минералогическом отношении мусковит в пегматитах западной Карелии имеет близкие вариации изменений содержания петрогенных элементов.

Так, количество SiO_2 меняется сравнительно мало (43,6—46,45%) и при пересчете на формулу соответствует или очень близко теоретическому содержанию кремния в тетраэдрах (табл. 1). В группе щелочных металлов также обнаруживается заметное постоянство содержания окиси калия (9,84—10,86%) и окиси натрия, количество которой обычно не превышает 1%, что соответствует 9—11% парагонитового компонента.

Западнокарельский мусковит беден кальцием. Содержание СаО в нем редко достигает 0,2%, обычно же составляет сотые доли процента или химическими методами анализа не улавливается. Более существенные различия, касающиеся, однако, не столько мусковитов в пределах жил, сколько слюд из разных кустов на протяжении зоны, фиксируются в группе элементов октаэдрической координации.

В то же время в этой группе прослеживается общая характерная особенность, свойственная мусковиту пегматитов Западно-Карельской зоны и отличающая этот мусковит от северокарельского. Она выражается в высокой глиноземистости западнокарельского мусковита (рис. 1). Содержание Al_2O_3 в анализируемых образцах колеблется от 34,77 до 37,89%. При соотношении кремния и алюминия в алюмокремне-кислородных тетраэдрах, близком к идеальному, на долю элементов в шестерной координации приходится 1,76—1,93 алюминия.

Окончание табл. 1.

0,86	0,84	0,86	0,84	0,81	0,87	0,88	0,86	0,85	0,84	0,88	0,88	0,87
0,08	0,09	0,12	0,09	0,17	0,10	0,07	0,12	0,11	0,09	0,08	0,10	0,15
—	—	—	—	0,01	—	—	—	—	—	—	0,01	—
1,83	1,92	1,84	1,846	1,78	1,85	1,864	1,85	1,87	1,87	1,90	1,92	1,93
0,009	—	0,01	0,010	0,02	0,009	—	0,02	0,01	0,009	0,0002	—	0,01
0,06	—	0,058	0,056	0,06	0,06	0,064	0,09	0,08	0,06	0,07	—	—
0,03	0,06	0,04	0,035	0,05	0,03	0,012	0,02	0,03	0,02	0,03	0,05	0,05
0,001	—	0,002	0,001	—	0,001	—	—	—	0,001	—	0,03	0,01
0,070	0,02	0,05	0,052	0,09	0,05	0,060	0,02	0,01	0,04	—	—	—
3,0	2,97	3,0	2,96	3,01	2,99	3,11	2,98	2,98	3,0	3,03	2,99	2,95
1,0	1,03	1,0	1,04	0,99	1,01	0,89	1,02	1,02	1,0	0,97	1,01	1,05
9,85	9,83	9,61	9,82	9,84	9,90	9,92	9,94	9,91	9,87	9,96	9,96	9,95
0,15	0,17	0,39	0,18	0,16	0,10	0,08	0,06	0,09	0,13	0,04	0,04	0,05
1,99	—	1,99	1,99	2	1,99	1,99	1,99	1,99	1,99	1,99	2	2
0,01	—	0,01	0,01	0,001	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	Не опр.	

го обособления в граните; 2 — мусковит из кварц-мусковитового комплекса; 3 — клинцового блока, переходящий в кварц-мусковитовый комплекс; 5 — зеленый таблитчатый вого комплекса в микроклиновом пегматите; 7 — мусковит из радиально-лучистого и кварца; 9 — крупнокристаллический пегматоидный мусковит (из пегматита пегмато-крупнозернистом плагиоклазовом пегматите; 11 — кристалл мусковита из пегматита желто-зеленый кристалл из кварцевого блока; 14 — мелкочешуйчатый мусковит (мусковитового комплекса; 16 — мелкокристаллический мусковит из альбитового пегматита; кварцевого блока; 19 — мусковит из сростка с биотитом; 20 — мусковит из кварц-мусковит из кварцевого блока; 23 — мусковит из кварц-альбит-мусковитового агрегата; кварцем; 25 — таблитчатый кристалл из кварцевого блока; 26 — мусковит в блоковом

Особенно высокоглиноземистым является мусковит из жил в северной части пегматитоносной зоны (табл. 1, № 15, 24—26).

В северокарельском мусковите из пегматитов в высокоглиноземистых гнейсах чупинской свиты количество Al_{VI} обычно составляет 1,68—1,78, а в мусковите из слюдяно-керамических жил в гнейсах хетоламбинской свиты понижается до 1,5 (рис. 1).

По высокой глиноземистости мусковит из пегматитов западной Карелии близок мусковиту некоторых месторождений редкометальных

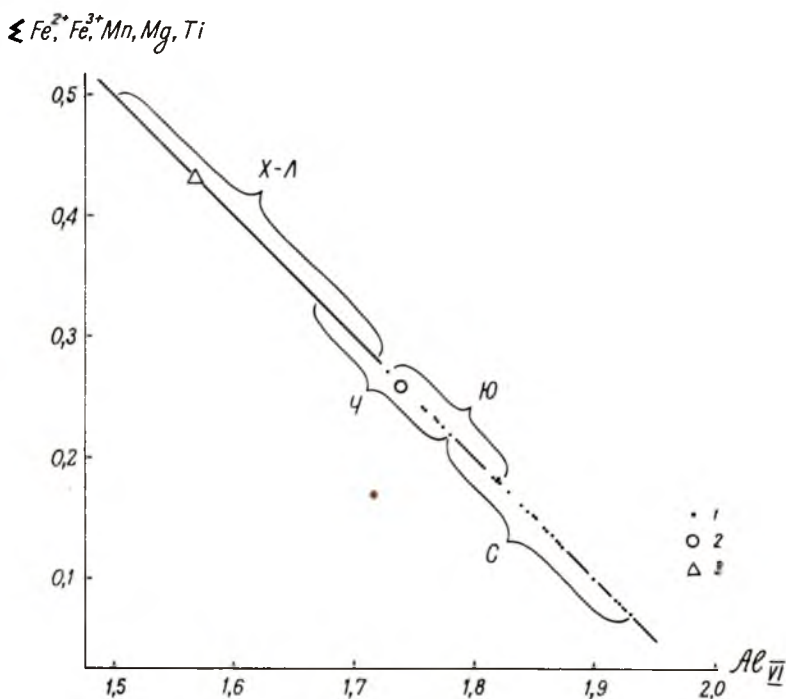


Рис. 1. Соотношение Al_{VI} и замещающих его элементов в мусковите из пегматитов западной Карелии — 1, из жил в гнейсах чупинской свиты — 2 (среднее по 20 анализам) и хетоламбинской свиты — 3 (среднее по 11 анализам).

Скобками обозначены интервалы колебаний составов мусковита северной части Западно-Карельской зоны — С; южной части этой зоны — Ю; чупинской свиты — Ч; хетоламбинской — Х—Л.

пегматитов Балтийского щита [8, 9, 15 и др.]. Следующей общей особенностью западнокарельского мусковита является низкое содержание в его составе марганца, количество которого не превышает сотых долей процента. Беден анализировавшийся мусковит также и титаном. Содержание TiO_2 в нем варьирует от едва уловимых следов до 0,51%, при этом намечается тенденция к обеднению титаном пегматоидного мусковита.

Главные, хотя и небольшие, различия химического состава мусковита из разных пегматитовых жил Западно-Карельской зоны связаны с распределением железа и магния. Относительно повышенные содержания окиси магния (до 1%) характерны для мусковита южных кустов пегматитоносной зоны. В пегматитах северных участков преобладают более низкие содержания MgO (<0,01—0,9%).

Повышенная железистость также свойственна мусковиту южных участков. В нем сумма окислов Fe_2O_3 и FeO меняется от 1,6 до 3,49%. В бедном магнием мусковите из жил северных участков эта сумма составляет 1,22—2,13%. Рост общей железистости, как правило, сопровождается увеличением доли трехвалентного железа, так что на графике, построенном в координатах $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ (вес. %) — $\frac{\text{FeO}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}} \cdot 100$ (рис. 2), точки, отражающие составы мусковита разных участков, образуют обособленные поля.

В довольно монотонном ряду составов мусковита из пегматитовых жил выделяется мелкочешуйчатая слюдка (до 2 см в плоскости спай-

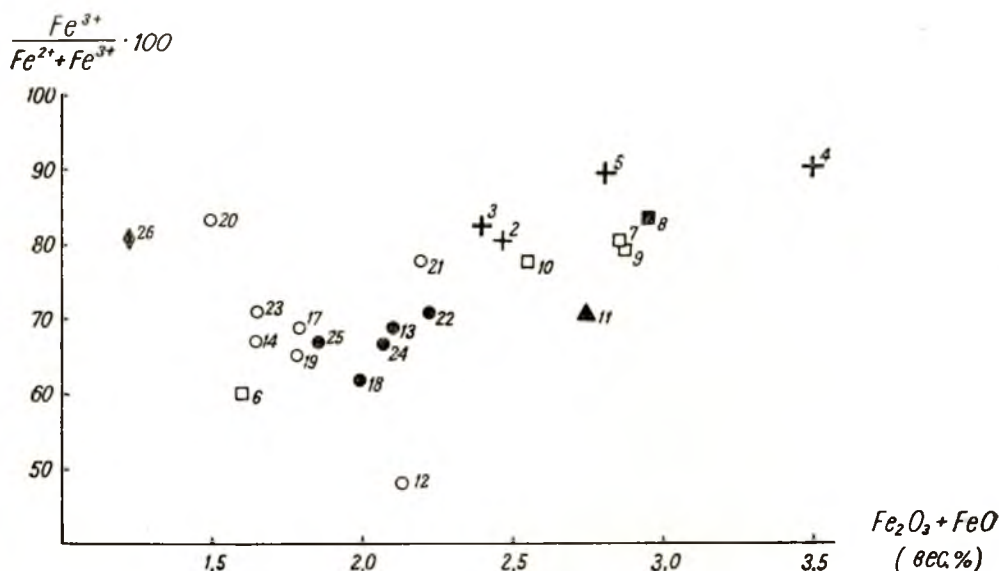


Рис. 2. Зависимость между общим содержанием железа и степенью его окисленности ($\frac{\text{Fe}^3}{\text{Fe}^2 + \text{Fe}^3} \cdot 100$) в мусковите. Условные обозначения как на рис. 3. Цифры — номера образцов в табл. 1.

ности) из экзоконтакта пегматоидного обособления в турмалинсодержащем граните (табл. 1, № 1). Этот мусковит от мусковита пегматитов отличается повышенным содержанием титана и железа и относительно низким содержанием алюминия.

Химическая характеристика мусковита не может являться полной без сведений о содержании в его составе типичных для пегматитового процесса редких рассеянных элементов — геохимических аналогов петрогенных элементов, таких как редкие щелочи, бериллий, олово, в какой-то мере скандий. Закономерности их распределения и концентрации в пегматитах разных типов изучены на примерах многих месторождений [5, 8, 17 и др.]. Выявлены индикаторные отношения и содержания этих элементов, свойственные пороодообразующим минералам пегматитов разной геохимической специализации [3, 14 и др.], так что в этой связи данные по содержанию рассеянных элементов для малоизученных районов представляют особый интерес.

В мусковите из пегматитовых жил западной Карелии обнаружены значительные контрасты в распределении редких щелочных и некоторых других элементов (табл. 2). Так, количество рубидия варьирует в пределах 0,011—0,315%. Еще больше меняется содержание цезия: от следов, т. е. содержаний, граничащих с чувствительностью метода (0,0005%) до 0,1%.

Таблица 2

Содержание редких щелочных элементов и скандия в мусковите *

Участок	Характер мусковита	Число обр.	Li · 10 ⁻⁴	Rb · 10 ⁻³	Cs · 10 ⁻⁴	Число обр.	Sc · 10 ⁻³
Шельозерский	I**	2	$\frac{23-30}{27}$	$\frac{116-130}{127}$	$\frac{307-860}{584}$	—	—
	II	2	$\frac{36-50}{43}$	$\frac{24-47}{35}$	$\frac{26-50}{33}$	1	4,2
Кадиваарский	II	3	$\frac{46-98}{74}$	$\frac{22-32}{27}$	$\frac{16-28}{20}$	3	1—2,5
	I	1	51	210	76	1	28
Суккозерский	II	1	235	222	22	1	20
	I	10	$\frac{22-120}{63}$	$\frac{89-160}{120}$	$\frac{44-320}{156}$	6	$\frac{0,3-0,7}{2,8}$
Тикшезерский	II	23	$\frac{14-290}{79}$	$\frac{27-84}{51}$	$\frac{7-41}{25}$	20	$\frac{2,3-30}{10}$
	I	2	$\frac{19-59}{39}$	$\frac{310-315}{312}$	$\frac{159-1120}{639}$	—	—
Челмозерский	II	2	$\frac{18-39}{29}$	$\frac{14-23}{18}$	$\frac{4-11}{7}$	2	1,4—10
	II	3	$\frac{21-35}{27}$	$\frac{11-43}{31}$	$\frac{Сл.-16}{9}$	—	—

Примечание. * Редкие щелочи определены методом фотометрии пламени в центральной лаборатории прикладной геохимии Геолого-геохимического треста. Скандий определен в этой же лаборатории и частично в лаборатории спектрального анализа Института геологии Карельского филиала АН СССР методом количественного спектрального анализа. Чувствительность определений: литий — 0,00005%, рубидий — 0,001%, цезий — 0,0005%, скандий — 0,0002%.

** I — пегматоидный мусковит, II — прочие разновидности мусковита.

Соотношение между рубидием и цезием в западнокарельском мусковите иллюстрирует график в координатах: содержание рубидия — содержание цезия, построенный с использованием логарифмической шкалы (рис. 3). На нем, кроме обычной для гранитных пегматитов прямой зависимости между этими элементами, выявляются различия мусковита на протяжении пегматитоносной зоны, его неоднородность в пределах жил и одинаковый характер обогащения редкими щелочами в разных жилах.

В пегматитах западной Карелии максимальные содержания рубидия и цезия фиксируются в пегматоидном мусковите. Близкие к минимальным концентрации этих элементов обычны для мелкокристаллического мусковита из кварц-мусковитового и кварц-альбит-мусковитового агрегата (табл. 1).

Направленность изменений содержаний рубидия и цезия в мусковите из разных жил имеет одинаковый характер, но уровни концентрации этих элементов в однотипном мусковите на протяжении пегматитозной зоны различны. Соотношение рубидия и цезия также не остается постоянным. Небольшое увеличение роли цезия намечается в некоторых мусковитах Челмозерского и Гимольского участков (рис. 3).

Распределение лития имеет более сложный, противоречивый характер (табл. 2), что связано, как уже неоднократно отмечалось [5, 8, 14 и др.], с двойственной геохимической природой этого элемента, являю-

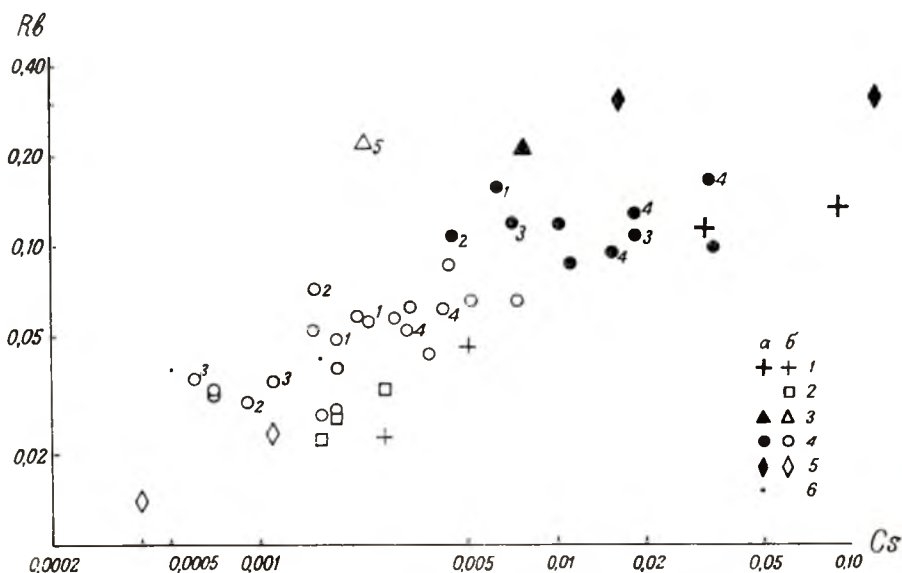


Рис. 3. Соотношение между рубидием и цезием в мусковите (м-б логарифмический). Условные обозначения: а — пегматоидный мусковит; б — прочие разновидности мусковита.

Мусковит из жил участка Шельозера — 1; Кадивара — 2; Суккозера — 3; Тикшозера — 4; Челмозера — 5; Мельгозера — 6. Одинаковыми цифрами обозначены мусковиты из одних и тех же жил.

щегося щелочным металлом с одной стороны, и кристаллохимическим аналогом магния — с другой.

В мусковите западнокарельских пегматитов обнаружено 0,0014—0,0235% лития. По сравнению с рубидием и цезием для него намечается противоположная тенденция, выражающаяся в росте содержания лития в бедном рубидием и цезием мусковите из мелкозернистого пегматита, кварц-альбитового и кварц-мусковитового агрегатов. Эту тенденцию отражают средние значения содержаний лития в разном мусковите (табл. 2). Но из этой же таблицы следует, что выдерживается она не всегда. Иногда встречается и пегматоидный мусковит с близкими к максимальным содержаниями лития.

Обогащена литием мелкочешуйчатая слюдка, замещающая турмалин в одной из жил. В ней также выявлено аномальное соотношение рубидия и цезия (рис. 3, точка 5).

Широкий диапазон изменений содержаний установлен для олова в мусковите западнокарельских пегматитов. Этот элемент, концентрирующийся к последним стадиям пегматитового процесса, подобно рубидию

накапливается в пегматоидном мусковите, но уровень концентрации различен в жилах разных участков (рис. 4).

В жилах одного из кустов южной части пегматитоносной зоны мусковит из мелко- и неравномернозернистого пегматита содержит 0,020—0,030% олова. Еще более высокие содержания ($>0,035\%$) имеет слюдка, развивающаяся по турмалину, а также пегматоидный мусковит, в котором обнаруживается до 0,058% олова.

Бериллий, как и олово, в мусковите западнокарельских пегматитов распределен неравномерно. В пределах пегматитовых жил его содержание, оставаясь ничтожно малым, растет от мелкокристаллического мусковита, замещающего ксенолиты вмещающих пород (около 0,0001% Be).

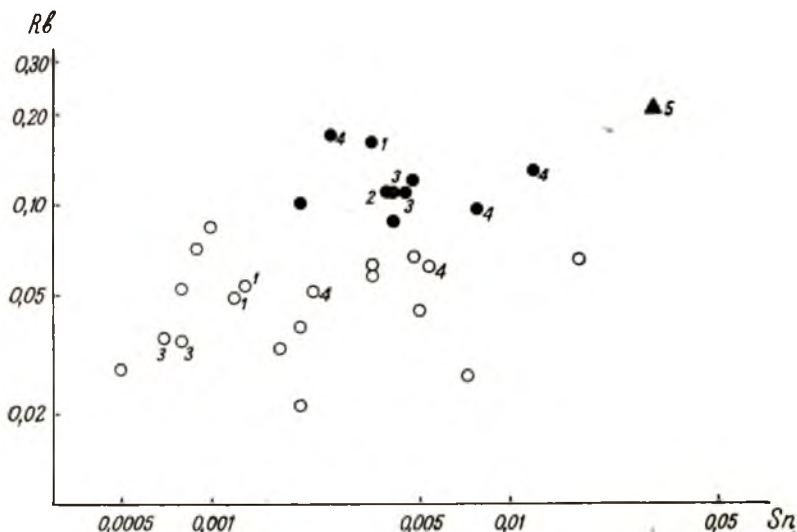


Рис. 4. Соотношение рубидия и олова в мусковите (м-б логарифмический). Условные обозначения как на рис. 3.

к мусковиту кварц-мусковитового комплекса (до 0,0004% Be) и пегматоидному мусковиту (до тысячных долей процента).

Своеобразно ведет себя скандий. Направленность его концентрации противоположна рубидию (табл. 2, рис. 5). В большинстве пегматитовых жил его содержание в мусковите меняется в пределах 0,0003—0,03%. Как видно на рис. 5 обеднен скандием пегматоидный мусковит, приуроченный к блоковым обособлениям кварца. Возрастает содержание скандия в мелкокристаллическом мусковите из мелкозернистого плагиоклазового пегматита в боковых частях жил и иногда мусковите из кварц-мусковитового комплекса, особенно в мусковите, замещающем ксенолиты вмещающих пород (до 0,0120% Sc).

В пределах Западно-Карельской зоны намечается локальная обогащенность скандием мусковита суккозерских пегматитов (табл. 2). В клиновидном кристалле мусковита из контакта с блоковым кварцем здесь обнаружено 0,028% Sc.

Помимо рассмотренных элементов, в мусковите западнокарельских пегматитов спектроскопически улавливается еще целый ряд рассеянных элементов-примесей, набор которых отражает геохимическую специфику этих пегматитов. Постоянными примесями, кроме обычного для мусковита галлия, являются: ниобий, тантал, ванадий, лантан; спорадически

встречаются: медь, никель, цирконий, барий, а в единичных образцах фиксируются вольфрам и молибден.

Тантал и ниобий концентрируются в пегматоидном мусковите, но максимальное содержание этих элементов обнаружено в мелкочешуйчатой серебристой слюдке, образующей гнездовидные скопления в центральной части одной из жил. В этом же мусковите концентрация тантала относительно ниобия оказалась наибольшей: отношение $Ta_2O_5 : Nb_2O_5$ равно 1 : 1,3, хотя обычно в западнокарельском мусковите это отношение меняется от 1 : 4 до 1 : 20.

Приведенные цифры говорят о некотором увеличении роли тантала в пегматитах западной Карелии по сравнению со слюдоносными и кера-

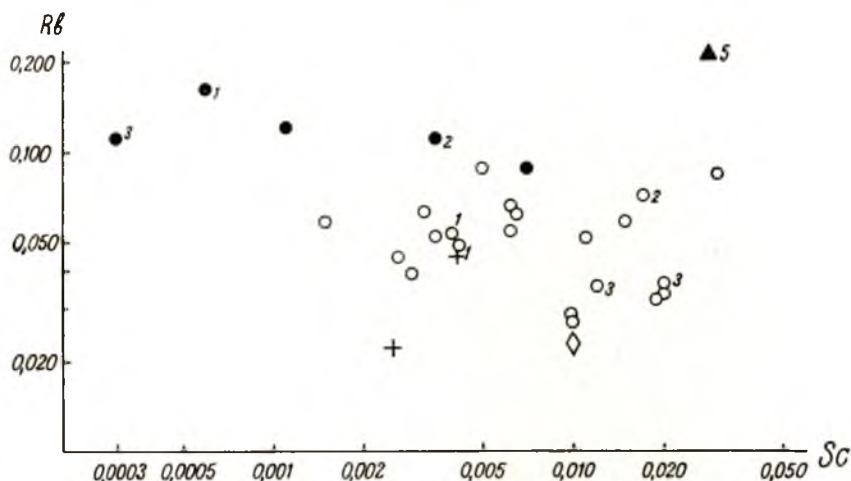


Рис. 5. Соотношение рубидия и скандия в мусковите (м-б логарифмический). Условные обозначения как на рис. 3.

мическими пегматитами, в которых величина отношения пятиокисей тантала и ниобия, по данным М. В. Кузьменко [11], колеблется около 1 : 26, в то время как в редкометальных пегматитах она меняется от 1 : 15 до 2,4 : 1.

Таким образом, проведенное изучение химизма мусковита пегматитов Западно-Карельской зоны выявило его своеобразие и отличие от мусковита распространенных на территории Карелии слюдоносных и керамических пегматитов. Близкие содержания петрогенных элементов в разном мусковите в пределах пегматитоносной зоны, видимо, являются следствием генетического родства пегматитов и близости условий их формирования. Тем не менее данные по распределению редких рассеянных элементов в мусковите указывают на существование тонких геохимических различий пегматитов в пределах Западно-Карельской зоны.

По абсолютным содержаниям и соотношениям редких рассеянных элементов в мусковите пегматиты Западно-Карельской зоны приближаются к некоторым типам редкометальных пегматитов.

Литература

1. Белянкина Е. Д., Гурьева Э. Я., Игнатова М. Д., Петров В. П., Толстихина К. И. Генезис и типизация промышленного мусковита.— Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 12, 1958.

2. Беус А. П. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1960.
3. Беус А. А., Диков Ю. П. Геохимия бериллия в процессах эндогенного минералообразования. М., «Недра», 1967.
4. Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. М., Изд-во АН СССР, 1964.
5. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М., «Наука», т. I, 1964.
6. Глебов М. П. Закономерности распределения элементов-примесей в минералах мусковитовых пегматитов Гутаро-Бирюсинского района.— В кн.: Геохимия пегматитов Восточной Сибири. М., «Наука», 1971.
7. Глебов М. П., Легейдо В. А., Рыбакова М. М., Ширяева В. А. Состав мусковита из пегматитов Восточного Саяна в условиях меняющейся щелочности среды.— Геохимия, № 10, 1968.
8. Гордиенко В. В. Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. Л., «Недра», 1970.
9. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 3. М., «Мир», 1966.
10. Кратц К. О. Геология карелид Карелии.— Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 16, 1963.
11. Кузьменко М. В. Закономерности распределения тантала и ниобия в слабодифференцированных редкометалльных гранитных пегматитах и особенности их генезиса.— Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. 16, 1963.
12. Сафронова Г. П. Западная Карелия — новый пегматитоносный район.— В кн.: Состояние и перспективы расширения минерально-сырьевой базы Карелии. Петрозаводск, «Карелия», 1971.
13. Солодов Н. А. Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов. М., Изд-во АН СССР, 1962.
14. Солодов Н. А. Критерии оценки редкометалльных гранитных пегматитов.— В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. М., «Недра», 1965.
15. Соседко А. Ф. Материалы по минералогии и геохимии гранитных пегматитов. М., Госгеолтехиздат, 1961.
16. Чернов В. М., Горьковец В. Я., Инина К. А., Раевская М. Б. К вопросу о стратиграфическом положении конгломератов Гимольского района западной Карелии.— В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, Карельск. книжн. изд-во, 1966.
17. Шмакин Б. М. Типохимические особенности главных минералов мусковитовых пегматитов Восточной Сибири.— В кн.: Геохимия пегматитов Восточной Сибири. М., «Наука», 1971.
18. Шуркин К. А., Горлов Н. В., Салье М. Б., Дук В. Л., Никитин Ю. В. Беломорский комплекс северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962.

С. Н. Скрипко, И. Н. Карелина

ВКЛЮЧЕНИЯ ХЛОРИТА В МУСКОВИТЕ КАРЕЛЬСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Несмотря на широкую распространенность включений хлорита в мусковите, сведения о них в литературе, по сравнению с данными о включениях биотита, сульфидов, магнетита и других минералов, крайне ограничены. Они сводятся лишь к упоминанию хлорита без описания его минералогических особенностей [8].

Впервые присутствие включений хлорита в мусковите доказывается в работе А. К. Решетниковой [6], в которой приводится их неполная характеристика. Проводились исследования влияния хлорита на удельную внутреннюю электропроводность и напряжение поверхностного разряда и установлена генетическая связь хлорита с включениями биотита [6, 7].

Причина слабой изученности включений хлорита в мусковите, видимо, заключается в том, что считалось, будто хлориты трудно различаются и диагностируются даже микроскопически. В настоящей работе приводятся результаты изучения хлоритов тремя методами: визуальным, микроскопическим и инфракрасной спектроскопии, а также рассматривается влияние включений хлорита на основные электрические параметры мусковита — диэлектрические потери, удельное объемное сопротивление и тангенс угла диэлектрических потерь.

При наличии определенного практического навыка включения хлорита обнаруживаются в мусковите невооруженным глазом. По окраске, агрегатному состоянию и форме выделяются две их разновидности:

1) включения первой разновидности представляют собой ярко- или слабоокрашенные в зеленый цвет (в отличие от буровой окраски биотита) пленочные и тонкочешуйчатые образования, характеризующиеся, в основном, шестигранными, ромбовидными и ступенчатовидными контурами, унаследованными хлоритом при замещении им реликтовых и сингенетических включений биотита (рис. 1).

Включения этой разновидности по общей железистости, равной 70—75 атомным процентам, которая определялась по кривой зависимости p_m от содержания железа [3], по классификации В. П. Ивановой [2] относятся к группе железистых хлоритов. Они оказались идентичны хлоритам, образовавшимся по биотиту в виде таблитчатых кристаллов, огобранных, как и мусковит с включениями биотита, из пегматитов смешанного, плагиоклаз-микроклинового состава, т. е. 3 и 4-го родов в понимании Л. Л. Гродницкого [1].

Спектры отражения хлоритов этой разновидности, полученные методом инфракрасной спектроскопии, говорят об их связи с биотитом, так как имеют общий максимум отражения при $\nu = 1025 \text{ см}^{-1}$ *.

* Спектры сняты С. В. Кузнецовым (Институт геологии Карельского филиала АН СССР).

2) включения хлорита второй разновидности представлены сероватыми, матово-белесыми, иногда с едва уловимым зеленоватым оттенком, тонкочешуйчатыми агрегатами. В ряде случаев слабо различаются вышеупомянутые «геометрические» очертания хлорита, но чаще включения имеют вид налетов, потеков или, как принято называть у производителей, «скрытой пятнистости».

При термической обработке в окислительных условиях включения хлорита разного вида образуют гидроокислы железа [6], окрашенные, в зависимости от железистости хлоритов, в ржаво-бурый или желтый цвета. Данный процесс изменения хлоритов, четко устанавливаемый по резкой смене окраски, можно использовать как диагностический при-

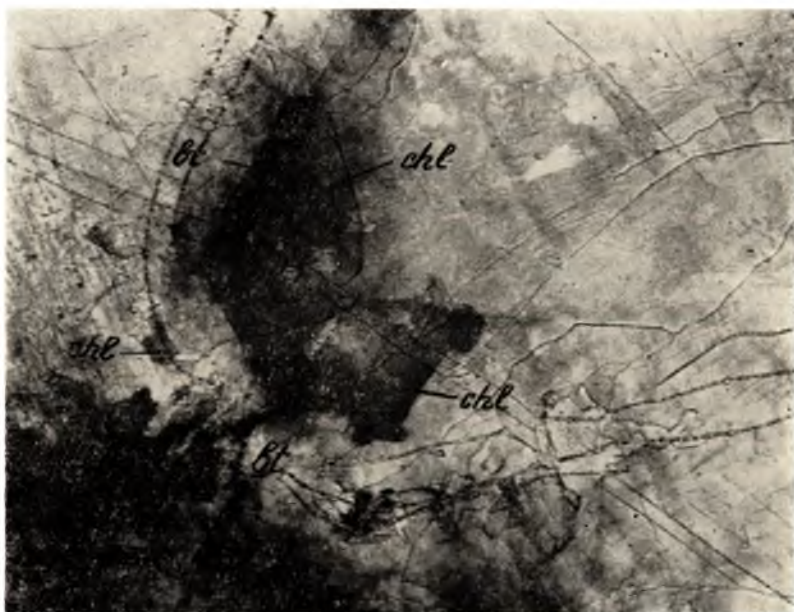


Рис. 1. Включения хлорита и биотита в мусковите. Увел. 9*

знак при массовом классифицировании мусковита по качеству. Сероватые и матово-белесые включения хлорита фактически являются продуктами последующего разложения железистых хлоритов, поэтому иногда содержат реликтовые пятна последних. В сравнении с хлоритами включений первой разновидности эти хлориты обеднены железом. Их общая железистость колеблется в пределах 41—51 атомных процентов для включений сероватого цвета и 27—30 — у матово-белесых разновидностей. Таким образом, хлориты включений второй разновидности по составу являются магнезиально-железистыми и существенно магнезиальными.

Для обнаружения в мусковите включений второй разновидности рекомендуется использовать отраженный свет и наблюдения вести, последовательно вскрывая табличку мусковита.

В связи с различным содержанием железа в хлоритах обеих разновидностей, мусковит с включениями железистого и магнезиально-железистого хлоритов обладает различными электрическими свойствами. Как видно из рис. 2, диэлектрическая проницаемость мусковита с включениями железистого хлорита ниже, чем мусковита с включениями магнезиально-железистого хлорита на 1,0—8,1% при одинаковом содержании самих включений. По сравнению с чистым мусковитом диэлектри-

ческая проницаемость мусковита с железистыми включениями хлорита ниже на 6,3—12,0%, но не ниже допускаемого значения диэлектрической проницаемости для конденсаторной слюды.

Удельное объемное сопротивление мусковита с этими видами включений имеет аналогичную зависимость от их содержания в мусковите и от состава хлорита. Железистый хлорит понижает удельное объемное сопротивление мусковита, по сравнению с включениями магнезиально-железистого хлорита, на 3,8—80,3% при изменении содержания включе-

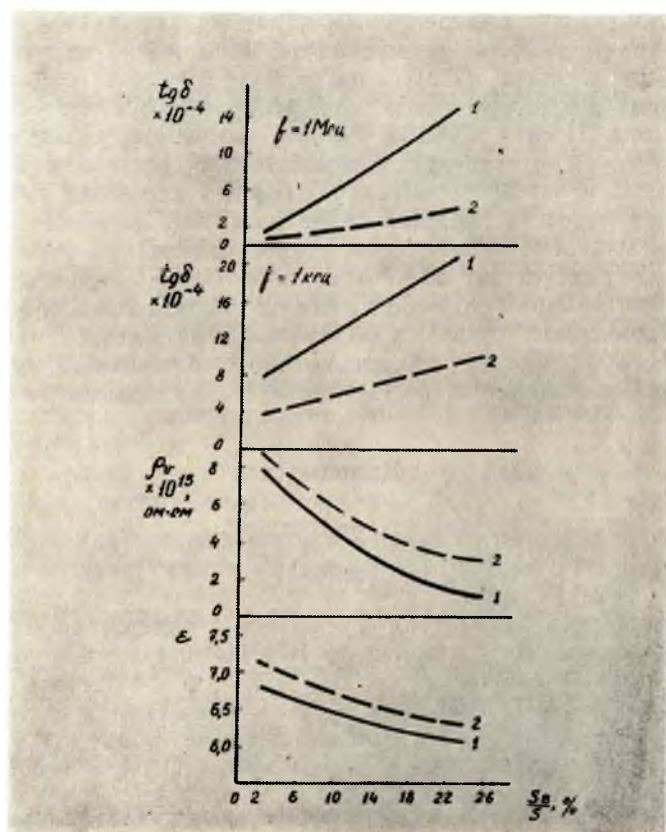


Рис. 2. Электрические свойства мусковита с включениями железистого [1] и магнезиально-железистого [2] хлорита.

ний на пластинке мусковита от 4,0 до 25,0%. При таких содержаниях включений мусковит соответствует требованиям ГОСТа на конденсаторную слюду.

Тангенс угла диэлектрических потерь, наоборот, у мусковита с включениями железистого хлорита выше, чем у мусковита с аналогичными по содержанию включениями магнезиально-железистого хлорита при частоте 1 кгц в 1,8—1,9 раза, а при частоте 1 Мгц — в 1,2—2,4 раза. При этом с увеличением содержания хлорита в мусковите включения железистого состава увеличивают диэлектрические потери примерно в два раза по сравнению с включениями магнезиально-железистого.

Размеры и характер размещения включений хлорита в кристаллах мусковита в значительной степени определяются соответствующими особенностями замещенного биотита [7].

Включения хлорита наблюдаются в мусковите пегматоидной разновидности и преимущественно в мусковите кварц-мусковитового комплекса. Косвенным признаком значительного содержания включений хлорита в мусковите является пространственная связь его с лейстовидным и таблитчатым биотитом при распространенности последнего в пегматитовой жиле. Биотит, как известно, развит в пегматитовых жилах III и более широко в жилах IV типа. В пегматитовых жилах этих двух типов обычны сингенетические срастания мусковита с биотитом, который здесь нередко служил затравкой для образования мусковита обеих разновидностей [4]. Это определенным образом сказывается и на содержании включений хлорита в мусковите. Например, выход подборов с включениями хлорита из мусковита кварц-мусковитового комплекса и из мусковита пегматоидного типа, отобранного в тех участках пегматитовой жилы III типа (№ 186, Тэдино), в которых крупнокристаллический биотит почти отсутствует, соответственно составляет 0,02—0,31% и 0,14—1,00%. В то же время выход подборов с хлоритом из пегматоидного мусковита жилы IV типа (№ 183, Малиновая Варакка), в котором, как известно, мусковит генетически и пространственно нередко связан с биотитом, составляет до 20%, а из мусковита кварц-мусковитового комплекса этой же жилы до — 36%. Жилы IV типа представляют собой результат законченного процесса образования пегматитов мусковитовой формации [1], в последней стадии которого интенсивно происходили гидротермальные изменения, в частности, хлоритизация биотита [5].

Выводы

1. Включения хлорита большей частью распространены в мусковите, ассоциирующем с биотитом, и преимущественно развиты в мусковите пегматитовых жил IV типа.

2. Электрические показатели мусковита с содержанием включений магнезиально-железистого хлорита до 10% позволяют использовать его для конденсаторной слюды марок СО и СФ, а с содержанием их до 20% — для марки СНЧ. Мусковит же с включениями железистого хлорита при количестве их до 5% (по занимаемой площади) может быть использован для конденсаторной слюды марки СНЧ, а при количестве включений до 10% — для марки СВЧ.

Литература

1. Гродницкий Л. Л. Текстурно-минералогическая классификация слюдоносных пегматитов северной Карелии.— Тр. Ин-та геологии Карельск. филиала АН СССР, Петрозаводск, 1969, вып. 4.
2. Иванова В. П. Материалы по термическому исследованию минералов, хлориты.— Тр. Ин-та геологических наук АН СССР, М., 1949, вып. 120.
3. Кеппежискас К. Б. Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. М., «Наука», 1965.
4. Никаноров А. С. Взаимоотношения между биотитом и мусковитом в слюдоносных пегматитах.— Сб.: Слюда и пьезооптическое сырье. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 108, Л., 1964.
5. Никитин В. Д. Процессы перекристаллизации и метасоматоза в слюдяных и керамических пегматитах.— Зап. Ленинградского горного ин-та, т. 27, Л., 1952, вып. 2.
6. Решетникова А. К. Изучение скрытой пятнистости в мусковите.— Тр. Гипронефтемаллоруд. Л., 1968, вып. 3.
7. Скрипко С. Н. О «ржавой» пятнистости в мусковите некоторых пегматитов северной Карелии.— Сб.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Л., «Наука», 1971.
8. Сулоев А. И., Самойлова Р. И. Изучение включений в слюдах в связи с их качественной характеристикой.— Тр. ВНИИМС, М., 1940, вып. 157.

СТРУКТУРА МУСКОВИТА И СХЕМА ДИПОЛЬНЫХ СИЛ

Как известно [1], структура мусковита представляет слоистую систему пакетов, связанных между собой силами Ван дер Ваальса, кулоновскими и поляризационными силами. Мусковит имеет сложную решетку, но если внимательно приглядеться, то можно увидеть, что последняя состоит из ряда простых решеток, среди них октаэдрический и тетраэдрический слои и слой из атомов К, находящихся в поляризованном состоянии. Необходимо также отметить, что названные выше простые решетки являются двухмерными.

Рассмотрение строения мусковита начнем со структуры октаэдрического слоя, который представляет систему октаэдров, сочлененных между собой ребрами.

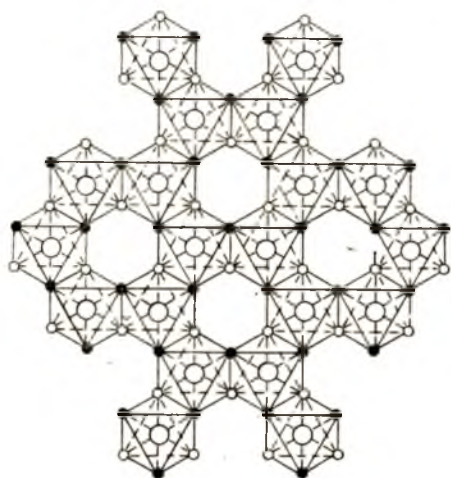
Своими основаниями октаэдры образуют две общие плоскости, и в целом такая система имеет вид слоя. В слое не все октаэдрические позиции заняты, а лишь $\frac{2}{3}$. Последнее обстоятельство связано с валентностью Al, равной трем. Это приводит к тому, что сетка из Al^{+3} не имеет в шестичленных кольцах центра симметрии, в то время как сетки из OH ионов его имеют. Сетки из OH ионов в слое смещены относительно друг друга на угол 67° . В чистом виде октаэдрические слои из $Al(OH)_3$ встречаются в гидраргиллите. Рассмотрим структуру распределения слоев в гидраргиллите. Оказывается, что против OH иона одного слоя располагается один OH ион другого слоя, т. е. слои, не имеют смещения. В этом случае октаэдрические слои связаны силами водородной связи, так как расстояние между OH ионами $2,76 \text{ \AA}$ [1].

Вид изолированного октаэдрического слоя показан на рис. 1, а взаимное расположение октаэдрических слоев — на рис. 2, в мусковите.

Далее, рассматривая модель структуры мусковита, видно, что, кроме октаэдрических слоев, имеются тетраэдрические. В последних тетраэдры SiO_4 соединяются в шестичленные кольца таким образом, что у каждого из них три кислородные связи, лежащие в основании, обобществляются. В целом получается, что тетраэдры основаниями лежат на одной плоскости. С другой стороны слоя имеется правильная последовательность вершин тетраэдров с некомпенсированными связями кислорода. Присоединение слоя из SiO_4 к октаэдрическому можно рассматривать как изоморфное замещение в гидроксильной сетке $\frac{2}{3}$ OH ионов на O^- . Такое допущение можно сделать на основании того, что в природе не обнаружено существование слоев из SiO_4 в виде самостоятельной решетки. Этот вывод позволяет сделать предположение о том, что для мусковита образующей явилась решетка октаэдрического слоя, на основании того, что симметрия октаэдрического слоя не меняется в мусковите, а слоистый вид симметрии силикатного слоя задается октаэдрическим. Последнее обстоятельство подтверждается наличием расположения как Al^{+3} в октаэдрическом слое, так и Si^{+4} в тетраэдрическом слое;

в гексагональной форме имеются в виду сетки из Al^{+3} и Si^{+4} . Кроме того, оказывается, что $\frac{1}{4}$ ионов Si^{+4} замещается на Al^{+3} . Длины связей в тетраэдрах SiO_4 и AlO_4 разные $r(Si-O) = 1,60 \pm 0,01 \text{ \AA}$, $r(Al-O) = 1,70 \pm 0,02 \text{ \AA}$. Это должно привести к искажению гексагональных колец, что действительно наблюдается [2]. Разница длин связей составляет 6,8%.

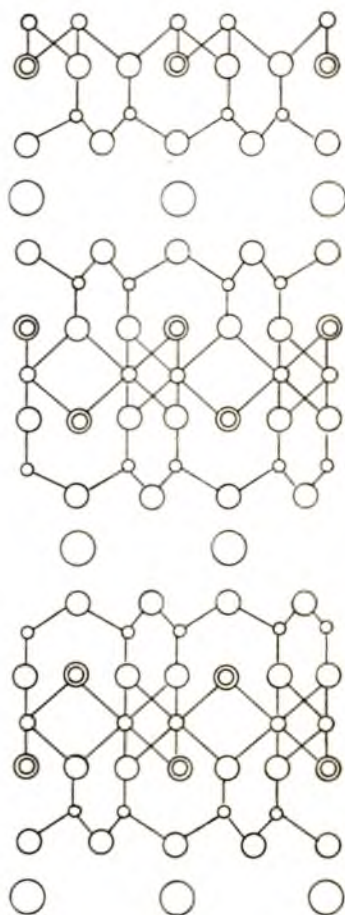
При этом наблюдается искажение гексагональных колец в форме изгиба пополам и угол наклона половины шестиугольника к плоскости слоя составляет 13° [2]. В случае, когда нет изоморфного замещения Si^{+4} на Al^{+3} система шестичленного кольца, присоединенного к октаэдрическому слою, электрически нейтральна, а при замещениях Si^{+4} на Al^{+3} у кольца появляется в плоскости слоя дополнительный кольцевой момент (рис. 3).



●-1 ○-2 ○-3

Рис. 1. Изолированный октаэдрический слой.

1 — гидроксильная группа OH^- , верхняя сетка, 2 — гидроксильная группа OH^- , нижняя сетка, 3 — ион Al^{+3} .



○-1 ○-2 ○-3 ●-4 ○-5

Рис. 2. Схема распределения октаэдров в мусковите.

1 — ион Si^{+4} , 2 — ион Al^{+3} , 3 — ион O^{2-} , 4 — гидроксильная группа OH^- , 5 — атом K.

Рассмотрим характер распределения Al^{+3} в тетраэдрах при замещениях Si^{+4} на Al^{+3} .

В силу электрической симметрии, схема распределения Al^{+3} в тетраэдрических слоях должна быть взаимнопротивоположной, т. е. моменты шестичленных колец в тетраэдрических слоях должны быть антипараллельны, в этом случае такая схема ориентации моментов уменьшает силу отталкивания кислородных слоев.

Кроме того, между комплексом слоев октаэдрического и тетраэдрического располагаются атомы К, причем последний располагается примерно в середине кольца тетраэдров, но из-за наличия дипольного момента кольца он претерпевает поляризацию со стороны антипараллельных моментов колец. Это приводит к тому, что у атома калия происходит перераспределение электронной плотности, и в результате в некоторых направлениях он ведет себя как ион. Схема такого перераспределения показана на рис. 4.

Рассматриваемая модель электрических сил показывает, что взаимодействие пакетов осуществляется за счет диполь-дипольного взаимодействия антипараллельных моментов. Величина поляризации атомов калия зависит от значения дипольного момента кольца. Как показывают эксперименты, работа сил расщепления слюды мусковита зависит от влажности среды [2]. В свете представленной модели, этот факт нахо-

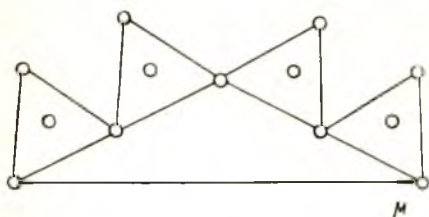


Рис. 3. Схема дипольного момента кольца.

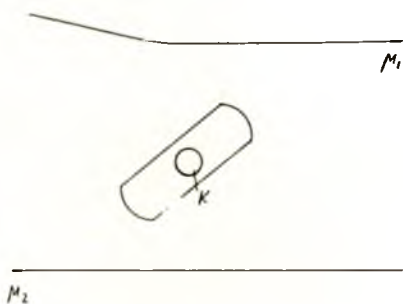


Рис. 4. Схема дипольных моментов.

диг простое объяснение: молекулы воды, входя в межпакетные промежутки, уменьшают поляризующее действие моментов в выделенных направлениях и это, в свою очередь, приводит к уменьшению сил сцепления.

Мусковитовые монокристаллы состоят из системы небольших микрокристаллов размерами порядка нескольких $\mu\text{м}^2$, но для атомных сил такие размеры являются гигантскими и дипольные моменты у тетраэдрических слоев таких микрокристаллов могут достигать больших значений. Значительная неупорядоченность в ориентации этих микрокристаллов приводит к уменьшению сил сцепления. Следовательно, величина сил сцепления большого кристалла является функцией упорядоченности микрокристаллических систем. Для улучшения свойств мусковита нужно провести экспериментальные работы по ориентации микрокристаллов при нагревании и одновременном действии сильного электрического поля. Согласно высказанным выше предположениям этими действиями можно в значительной мере улучшить свойства мусковита.

Литература

1. Брэгг У., Кларингбулл Г. Кристаллическая структура минералов. М., «Мир», 1967.
2. Мецик М. С. Физика расщепления слюд. Иркутск, 1967.

Щипцов В. В. Закономерности размещения мусковитовых пегматитов центральной части западного Беломорья в связи с наложенными структурами. В сб.: Геология слюдоносных районов и слюдяных месторождений Карело-Кольского региона и их разведка. Петрозаводск, «Карелия», 1975, стр. 6—15, рис.—4, лит.—15 назв.

Рассматривается структурный фактор контроля мусковитовых пегматитов центральной части западного Беломорья в связи с развитием многофазовой разноплановой складчатости. Установлена закономерность размещения мусковитовых пегматитов в связи с наложенными структурами. Выделены древние мусковитовые пегматиты, смятые в поздние складки. Основной тип мусковитовых пегматитов образован синхронно с фазой складчатости субмеридионального направления. Деформации подобного рода проявлены как на площади распространения пород беломорского комплекса, так и в зоне сочленения карелид и беломорид. Часть пегматитов формировалась в связи с наложенной на складчатые структуры трещиноватостью.

УДК 553.064.1 (470.21)

Давиденко И. В. Вопросы геологического контроля пегматитовых тел риколатвинского типа на Кольском полуострове. В сб.: Геология слюдоносных районов и слюдяных месторождений Карело-Кольского региона и их разведка. Петрозаводск, «Карелия», 1975, стр. 16—23, рис.—3, лит.—4 назв.

Структура риколатвинского пегматитового поля рассматривается как зонально-блоковая. Трещинный пояс погружается в западном направлении, чем и определяется благоприятный прогноз ослюдоения глубоких горизонтов Западного участка. Выделены и рассмотрены отдельные блоки и зоны, охарактеризована их продуктивность. Сделан вывод о большей надежности прогнозов слюдоносности по блокам сравнительно с отдельными пегматитовыми телами. Выделены три возрастные группы и шесть генетических типов пегматитов. Установлено существование направлений растяжения, оптимальных по условиям продуктивности. Приведены данные о химическом составе пегматитов риколатвинского типа.

УДК 553.064.1 (470.21)

Гродницкий Л. Л., Голод М. И. Закономерности пространственного размещения пегматитов различных структурно-минералогических типов на одном из месторождений юго-запада Кольского полуострова. В сб.: Геология слюдоносных районов и слюдяных месторождений Карело-Кольского региона и их разведка. Петрозаводск, «Карелия», 1975, стр. 24—29, рис.—2, лит.—6 назв.

По структурно-минералогическим признакам выделено три типа слюдяно-керамических пегматитов, которые образуют единый генетический ряд с направленным изменением числа типоморфных ассоциаций. Устанавливается направленное упрощение типов пегматитов от «осевой» зоны контролирующей разрывной структуры к ее периферии, причем пегматитоносные полосы не параллельны простиранию составляющих их жильных тел, а почти перпендикулярны. Выделяются на месторождении пегматиты особой мусковит-редкометалльной формации.

УДК 55(470.22—15) + 553.064.1

Демидов Н. Ф., Белоусов Е. Ф., Крохин А. И., Мельянцева Н. В., Сафронова Г. П. Геология и перспективы пегматитоносности района оз. Нюк в западной Карелии. В сб.: Геология слюдоносных районов и слюдяных месторождений Карело-Кольского региона и их разведка. Петрозаводск, «Карелия», 1975, стр. 30—41, рис.—3, лит.—6 назв.

Приводятся данные о геологическом строении района и о положении пород, составляющих его, в стратиграфической схеме докембрия. Устанавливается три этапа складчатости, которым соответствуют три этапа метаморфизма. Рассматривается пегматитоносность района и оцениваются перспективы слюдоносности его.

УДК 553.677.

Алексеев Б. Я., Голованова Л. С. Петрографо-петрохимические особенности и продуктивность 10 и 11-го горизонтов чупинской свиты на месторождении Малиновка Варакка. В сб.: Геология слюдоносных районов и слюдяных месторождений Карело-Кольского региона и их разведка. Петрозаводск, «Карелия», 1975, стр. 42—50, рис.—2, лит.—4 назв.

На основе детального геологического изучения разрезов 10 и 11-го горизонтов чупинской свиты на месторождении Малиновка Варакка, сопоставления минерального и химического составов слагающих их пород, а также слюдоносности залегающих в них пегматитовых жил предлагается способ определения коэффициента продуктивности пород, вмещающих слюдоносные пегматиты.

Голованова Л. С. О некоторых особенностях амфиболитов из разреза беломорид Чупинского района. В сб.: Геология слюдоносных районов и слюдяных месторождений Карело-Кольского региона и их разведка. Петрозаводск, «Карелия», 1975, стр. 51—73, рис.—12, лит.—10 назв.

Рассматриваются амфиболиты, развитые в пределах западной и котозерской свит беломорского комплекса, их геологические, петрографические и петрохимические особенности. На основании этого высказывается предположение о наиболее вероятной магматической природе этих амфиболитов.

УДК 551.71.552.42(470.22—17)

Голованова Л. С., Алексеев Б. Я. О характере первичных пород нижней подсвиты котозерской свиты беломорид (на примере одного из разрезов к югу от оз. Нижнее Котозеро). В сб.: Геология слюдоносных районов и слюдяных месторождений Карело-Кольского региона и их разведка. Петрозаводск, «Карелия», 1975, стр. 74—84, рис.—4, лит.—6 назв.

Устанавливается первично-осадочная природа метаморфических пород, составляющих разрез котозерской свиты беломорского комплекса, на основании геологических и петрогеохимических данных.

УДК 550.4—551.71(470.20—17)

Голованова Л. С., Попов В. С. Распределение малых элементов в некоторых породах и минералах западной и котозерской свит беломорского комплекса (Чупино-Лоухский р-н). В сб.: Геология слюдоносных районов и слюдяных месторождений Карело-Кольского региона и их разведка. Петрозаводск, «Карелия», 1975, стр. 85—101, рис.—15, лит.—5 назв.

Распределение, набор и содержание малых элементов в рассмотренных минералах и породах западной и котозерской свит определяются в основном положением этих пород в стратиграфическом разрезе.

УДК 551.491.4

Голод М. И. О гидрохимической обстановке на месторождениях слюды юго-запада Кольского полуострова. В сб.: Геология слюдоносных районов и слюдяных месторождений Карело-Кольского региона и их разведка. Петрозаводск, «Карелия», 1975, стр. 102—104, рис.—1, лит.—2 назв.

Химический анализ воды, отобранной из подземных горных выработок, скважин на разной глубине и ручьев, показал, что вблизи пегматитовых жил резко увеличивается содержание иона SO_4^{2-} . Этот факт связывается с окислением сульфидов железа, концентрирующихся в гнейсах вблизи контактов пегматитовых тел.

УДК 553.677.2(470.20—17)

Крохин А. И., Алексеев Б. Я. Морфометрические данные о слюдоносных пегматитовых жилах некоторых месторождений Карелии и их значение при разведке. В сб.: Геология слюдоносных районов и слюдяных месторождений Карело-Кольского региона и их разведка. Петрозаводск, «Карелия», 1975, стр. 105—109, лит.—2 назв.

Приведены данные о размерах и морфологических особенностях большого числа отработанных слюдоносных пегматитовых жил, проанализирована изменчивость их и зависимость друг от друга, показано, как эти данные следует использовать при разведке.

УДК 550.837

Голод М. И. Метод вызванной поляризации при поисках пегматитовых жил в межскважинном пространстве. В сб.: Геология слюдоносных районов и слюдяных месторождений Карело-Кольского региона и их разведка. Петрозаводск, «Карелия», 1975, стр. 110—115, рис.—5, лит.—7 назв.

Приведены сведения о методике применения скважинного варианта метода ВП на слюдяных месторождениях. Показано, что при пологом залегании слюдяных пегматитов максимумы η_k относительной интенсивностью до 10% соответствуют гидротермально переработанным наджилным гнейсам, ширина аномалии над которыми равна примерно 50 м, в крутом падении пегматитов ширина максимума в височном боку жилы достигает 20 м, в лежачем — 5 м. Метод ВП рекомендуется для включения в поисковый геофизический комплекс при скважинных работах.

Гродницкий Л. Л. Химические особенности породообразующих минералов перемещенного состава в пегматитах юго-западной части Кольского полуострова. В сб.: Геология слюдоносных районов и слюдяных месторождений Карело-Кольского региона и их разведка. Петрозаводск, «Карелия», 1975, стр. 116—124, рис.— 4, лит.— 25 назв.

Рассмотрены химические особенности плагиоклазов, мусковитов, биотитов и гранатов из слюдяных и мусковит-редкометалльных пегматитов различных структурно-минералогических типов. Определены палеотемпературы образования ассоциаций плагиоклаз-мусковит и биотит-гранат для них. Установлены прерывисто-эволюционные ряды формирования пегматитов в порядке усложнения структурно-минералогических особенностей и сделаны выводы об условиях формирования пегматитов рассмотренных типов.

Гродницкий Л. Л., Крохин А. И. О смене закона двойникования плагиоклазов в процессе перекристаллизации и метасоматоза слюдяных и мусковит-редкометалльных пегматитов. В сб.: Геология слюдоносных районов и слюдяных месторождений Карело-Кольского региона и их разведка. Петрозаводск, «Карелия», 1975, стр. 125—130, рис.— 1, лит.— 2 назв.

В прерывисто-эволюционном ряду слюдяных и мусковит-редкометалльных пегматитов различных структурно-минералогических типов устанавливается закономерно направленная смена закона двойникования плагиоклазов, что связывается с этапами формирования этих пегматитов.

Сафронова Г. П. Состав мусковита пегматитов западной Карелии. В сб.: Геология слюдоносных районов и слюдяных месторождений Карело-Кольского региона и их разведка. Петрозаводск, «Карелия», 1975, стр. 131—142, рис.— 5, лит.— 18 назв..

На основании данных 26 полных силикатных анализов и ряда определений Li, Rb, Cs, Sc, Sn, Be, Ta, Nb показано овоеобразие химического состава мусковита пегматитов Западно-Карельской пегматитоносной зоны, его отличие от северокарельского мусковита и иногда близость к мусковиту некоторых типов редкометалльных пегматитов.

Скрипко С. Н., Карелина И. Н. Включения хлорита в мусковите карельских месторождений. В сб.: Геология слюдоносных районов и слюдяных месторождений Карело-Кольского региона и их разведка. Петрозаводск, «Карелия», 1975, стр. 143—147, рис.— 2, лит.— 8 назв.

В работе приводятся результаты изучения включений хлорита в мусковите ряда пегматитовых жил карельских месторождений методами: визуальным, микроскопическим и инфракрасной спектроскопией. Рассматривается влияние хлоритовых включений на основные электрические параметры мусковита.

Выявлены разновидности хлорита по показателю преломления и общей железистости, установлено их влияние на диэлектрическую проницаемость, удельное объемное сопротивление и тангенс угла диэлектрических потерь мусковита.

Кузнецов С. В. Структура мусковита и схема дипольных сил. В сб.: Геология слюдоносных районов и слюдяных месторождений Карело-Кольского региона и их разведка. Петрозаводск, «Карелия», 1975, стр. 147—149, рис.— 4, лит.— 2 назв.

В работе показаны некоторые новые особенности в структуре мусковита. Высказано предположение о статистике распределения алюминия в тетраэдрических слоях при изоморфных замещениях кремния на алюминий. На основании высказанного предположения сделан вывод о наличии дипольных электрических моментов у шестичленных колец в тетраэдрических слоях и предположение об антипараллельности этих моментов у противолежащих слоев.

Содержание

Введение	3
В. В. Щипцов. Закономерности размещения мусковитовых пегматитов центральной части западного Беломорья в связи с наложенными структурами	6
И. В. Давиденко. Вопросы геологического контроля пегматитовых тел риколатвинского типа на Кольском полуострове	16
Л. Л. Гродницкий, М. И. Голод. Закономерности пространственного размещения пегматитов различных структурно-минералогических типов на одном из месторождений юго-запада Кольского полуострова	24
Н. Ф. Демидов, Е. Ф. Белоусов, А. И. Крохин, Н. В. Мельянцева, Г. П. Сафронова. Геология и перспективы пегматитовости района оз. Нюк в западной Карелии	30
Б. Я. Алексеев, Л. С. Голованова. Петрографо-петрохимические особенности и продуктивность 10 и 11-го горизонтов чупинской свиты на месторождении Малиновая Варакка	42
Л. С. Голованова. О некоторых особенностях амфиболитов из разреза беломорид Чупинского района	51
Л. С. Голованова, Б. Я. Алексеев. О характере первичных пород нижней подсвиты котозерской свиты беломорид (на примере одного из разрезов к югу от оз. Нижнее Котозеро)	74
Л. С. Голованова, В. С. Попов. Распределение малых элементов в некоторых породах и минералах западной и котозерской свит беломорского комплекса (Чурино-Лоухский район)	85
М. И. Голод. О гидрохимической обстановке на месторождениях слюды юго-запада Кольского полуострова	102
А. И. Крохин, Б. Я. Алексеев. Морфометрические данные о слюдоносных пегматитовых жилах некоторых месторождений Карелии и их значение при разведке	105
М. И. Голод. Метод вызванной поляризации при поисках пегматитовых жил в межскважинном пространстве	110
Л. Л. Гродницкий. Химические особенности породообразующих минералов переменного состава в пегматитах юго-западной части Кольского полуострова	116
Л. Л. Гродницкий, А. И. Крохин. О смене закона двойникования плагиоклазов в процессе перекристаллизации и метасоматоза слюдяных и мусковит-редкометалльных пегматитов	125
Г. П. Сафронова. Состав муковита пегматитов западной Карелии	131
С. Н. Скрипка, И. Н. Карелина. Включения хлорита в мусковите карельских месторождений	143
С. В. Кузнецов. Структура мусковита и схема дипольных сил	147
Рефераты	150

ГЕОЛОГИЯ СЛЮДОНОСНЫХ РАЙОНОВ И СЛЮДЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАРЕЛО-КОЛЬСКОГО РЕГИОНА И ИХ РАЗВЕДКА

Утверждено к печати Ученым советом Института геологии
Карельского филиала АН СССР

Редактор З. Ф. Кадетова. Технический редактор Э. С. Иванова. Корректор Л. С. Баранцева.
Сдано в набор 20/XII 1974 г. Подписано к печати 22/V 1975 г. Е—00511. Бумага 70×108¹/₁₆, № 1
13,3 усл. печ. л., 11,82 уч.-изд. л. Изд. № 264. Тираж 700 экз. Заказ 5. Цена 1 руб. 18 коп.
Издательство «Карелия» Петрозаводск, пл. им. В. И. Ленина, 1. Типография имени Анохина
Управления по делам издательств, полиграфии и книжной торговли Совета Министров Карель-
ской АССР, г. Петрозаводск, ул. «Правды», 4.